Dr MARJAN ČADEŽ

METEOROLOGIJA

M. ČADEŽ • METEOROLOGIJA

BIGZ
1831

BEOGRADSKI UNIVERZITET

Dr MARJAN ČADEŽ

METEOROLOGIJA

BEOGRADSKI IZDAVAČKO-GRAFIČKI ZAVOD
BEOGRAD, 1973.

Rešenjem Rektora Beogradskog univerziteta br. 06 — 173/1. od 7. marta 1972. godine, na predlog Komisije za publikacije Beogradskog univerziteta, ova knjiga je odobrena kao stalni univerzitetski udžbenik.

PREDGOVOR

Posmatrajući vreme i kretanje vazduha u atmosferi i razmišljajući o ovim pojavama došao sam, uz pomoć literature, do određenih saznanja o zakonitostima koje vladaju u atmosferi. Da bi se oni koji nisu imali priliku da se time bave upoznali sa ovim saznanjima, osećao sam već odavno potrebu da sve to u jednoj knjizi sistematski i sređeno prikažem. To su bile pobude zbog kojih sam se latio ovog posla.

Ovaj udžbenik je namenjen prvenstveno studentima meteorologije na Prirodno-matematičkom, kao i studentima geodezije na Tehničkom fakultetu, a može biti od koristi, nadam se, i svima onima koje interesuju pojave u atmosferi.

Knjiga je podeljena na dva u izvesnoj meri nezavisna dela. U prvom delu, teorijski su na elementaran način, koristeći se srednjoškolskom matematikom, opisani zakoni prema kojima se vazduh u atmosferi kreće, a u drugom se opisuju meteorološke pojave i tehnika kojom se meteorologija koristi za potrebe prakse i istraživanja.

Drugi deo udžbenika se može sa priličnim razumevanjem čitati i ako se prethodno ne prouči prvi deo. Ali za dublje razumevanje predmeta neophodno je proučiti sadržinu i prvog dela udžbenika. Drugi deo ne sadrži matematičke obrasce, već je u tekstu svuda ukazivano na njih (iz prvog dela), što u stvari predstavlja opis i tumačenje kvantitativne strane pojava.

Imajući u ruci razne udžbenike meteorologije možemo se lako uveriti da danas ne postoji neki standardni način uvođenja čitalaca u predmet. Tako se termodinamici atmosfere, tj. opisu pojava u atmosferi neposredno vezanih za dovođenje i odvođenje toplote i za pretvaranje vode iz jednog agregatnog stanja u drugo posvećuje srazmerno mala pažnja. Mi smo opisu ovih pojava posvetili posebnu pažnju i odvojili srazmerno mnogo prostora iz jednostavnog razloga što su takoreći sve meteorološke pojave posledica s jedne strane toplote koja se dovodi u atmosferu i odvodi iz nje, a, s druge, prelaženja vode iz jednog agregatnog stanja u drugo.

Nas interesuje vreme — kako objasniti i razumeti najraznovrsnije meteorološke pojave sa kojima je život svega živog najtešnje povezan i koje su od životnog značaja za čoveka, životinje i biljke. Zato je razumljivo što sam opisu razvoja vremena posvetio najveću pažnju, pa stoga udžbenik nisam delio na glave kao što su — Vazdušni pritisak, Temperatura . . . itd. već sam opisivao pojedine tipove vremena sa svim glavnim karakteristikama. I u tom pogledu ova knjiga prilično odstupa od načina prikazivanja u drugim udžbenicima ove vrste.

Autoru je stajala na raspolaganju velika biblioteka Meteorološkog instituta Prirodno-matematičkog fakulteta u Beogradu, koja sadrži vrlo vredna savremena i klasična dela. Saradnici ovog Zavoda pružili su autoru veliku pomoć. Tehničar D. Stojkov je izračunavala brojčane vrednosti iz raznih obrazaca, pomogla pri izradi i sređivanju slika itd., a tehničar N. Opačić je crtao skice i pomagao u odabiranju slika. Rukopis su vrlo pažljivo pročitali prof. dr F. Mesinger i prof. M. Radošević i svojim korisnim primedbama i sugestijama pomogli autoru.

M. Čadež

I. UVOD

1. METEOROLOGIJA I GEOFIZIKA

Meteorologija je nauka koja proučava pojave u atmosferi. U novije doba ona istražuje uglavnom samo donji, najgušći sloj atmosfere debljine oko 30 km, u kome se odigravaju sve glavne vremenske pojave. Fizika viših slojeva atmosfere (iznad 30 km) predmet je istraživanja *aeronomije*. Ta deoba je danas neophodna s obzirom na potpuno različite metode istraživanja i na brojna nova saznanja do kojih se došlo merenjima pomoću raketa i satelita. Ali, to ne znači da meteorologija ne obraća pažnju na zbivanja u visokoj atmosferi, pošto je vrlo verovatno da vreme u izvesnoj meri zavisi od pojava na onim visinama, a u vezi sa sunčevom radijacijom.

Meteorologija je deo geofizike, nauke o fizičkim osobinama Zemlje. Tu se misli na geofiziku u širem smislu reči, koja se deli na: meteorologiju i aeronomiju, okeanografiju i hidrologiju (nauka o vodenim delovima Zemlje), i na geofiziku u užem smislu reči (fizika Zemlje u čvrstom stanju).

Geofizička istraživanja su od posebnog značaja za čoveka. Zbog toga je razumljivo da se takvim istraživanjima posvećuje najveća pažnja. Danas postoji i jaka svetska naučna organizacija koja se brine o geofizičkim istraživanjima u svim delovima sveta i daje podstrek za razvoj tih nauka u pojedinim zemljama. Takav zadatak je poveren Međunarodnoj uniji za geodeziju i geofiziku (MUGG) koja se deli na sledeće međunarodne asocijacije:

Međunarodna asocijacija za geodeziju,
Međunarodna asocijacija za seizmologiju i fiziku zemljine unutrašnjosti,
Međunarodna asocijacija za meteorologiju i atmosfersku fiziku,
Međunarodna asocijacija za geomagnetizam i aeronomiju,
Međunarodna asocijacija za fiziku okeana,
Međunarodna asocijacija za vulkanologiju i hemiju zemljine unutrašnjosti,
Međunarodna asocijacija za naučnu hidrologiju.

Pored ove organizacije postoje i druge svetske organizacije sa zadatkom da povezuju razne geofizičke delatnosti. Tako je npr. Međunarodna unija za radio-istraživanja (URSI) vezana za proučavanja jonosfere i prostiranja radio-talasa, a Svetska meteorološka organizacija (SMO), sa sedištem u Ženevi, povezuje državne meteorološke službe radi jednoobraznosti poslovanja, davanja praktičnih uputstava itd.

Već odavno su naučnici raznih zemalja osećali potrebu da se međusobno povežu i da sarađuju u posebnim — prigodnim merenjima i istraživanjima atmo-

sfere. Tako je npr. austrijski meteorolog (Vajpreht) Weiprecht predložio da se organizuje tzv. polarna godina sa zadatkom da se na Dalekom severu vrše merenja radi dobijanja podataka o vremenskim prilikama, o polarnoj svetlosti, o magnetskom polju Zemlje i još o nekim drugim geofizičkim osobinama Zemlje. Prva međunarodna polarna godina bila je 1882—1883. godine, a 50 godina kasnije (1932—1933) druga. S obzirom na nagli razvoj geofizičkih nauka, već 25 godina posle II međunarodne polarne godine bila je u godinama 1957—1958. kada se očekivala velika aktivnost Sunca, organizovana Prva međunarodna geofizička godina. Posle svestranih analiza brojnih nacionalnih i međunarodnih institucija bio je sačinjen jedinstven program. Od tog jedinstvenog međunarodnog poduhvata i danas stoji na raspolaganju naučnicima celog sveta ogroman skupocen materijal posmatranja, koji se koristi za najraznovrsnija proučavanja. Možemo napomenuti da je tokom Prve međunarodne geofizičke godine bio pušten u orbitu prvi veštački zemljin satelit — Sputnjik.

Godine 1960. Generalna asambleja (skupština) Ujedinjenih nacija je odlučila da se hitno traži od SMO da izradi plan za obnovu sistema posmatranja, razmene i analize koji se sada koristi. SMO je odgovorila na taj poziv i pripremila projekt novog sistema nazvan Svetsko meteorološko bdenje, pogodan za istraživanje atmosfere u svetskim razmerama. U vezi sa tim pristupiće se jednoj opštoj studiji vremena i klimata.

SMO ima danas 127 članova, tj. većinu svih zemalja sveta. Danas se vrše na oko 100.000 mesta meteorološka osmatranja i merenja pri tlu i na 11.000 mesta na visini, i to danonoćno u određenim časovima koji su isti za celu zemlju. Meteorološke podatke pribavljaju i specijalni transportni avioni za istraživanja (oko 3.000) i 4.000 trgovačkih brodova. SMO je prethodila Internacionalna meteorološka organizacija osnovana 1873. god., dakle pre jednog veka u Beču.

2. METEOROLOGIJA I NJEN RAZVOJ

Pojave u atmosferi bile su odavno predmet interesovanja čoveka. Već u starom veku sakupljali su se podaci o stanju atmosfere, prvenstveno o vetru i padavinama, a opisivale su se i tumačile i razne atmosferske pojave. Prvi poznati udžbenik meteorologije potiče od Aristotela (350 g. pre naše ere).

Posle pronalaska termometra (Galileo Galilei, 1592) i barometra (Toričeli, 1643) počelo se u 17. i 18. veku na više mesta sa redovnim merenjima temperature i atmosferskog pritiska kao i sa sakupljanjem raznih meteoroloških podataka. Sa obradom tih podataka razvijala se klimatologija, nauka o srednjem stanju atmosfere i to u sklopu geografskih nauka.

Na drugoj strani, fizika jednovremeno dolazi do svojih osnovnih otkrića, što je bilo kamen temeljac za dalji razvoj meteorologije. Njutn (Newton, 1643—1727) pronalazi osnovne zakone dinamike koje švajcarski matematičar i fizičar Ojler (Euler, 1707—1783) primenjuje na tečnosti i gasove. Pronađeni su zakoni gasova (Boyle—Mariottov zakon 1662. i Amontonov zakon, 1676). Dalja fundamentalna otkrića fizike i matematike u 19. veku, kao što su prvenstveno prvi i drugi princip termodinamike i opšta matematička formulacija Koriolisove sile, još su povećali osnov na kome je počela izgradnja moderne meteorologije.

O meteorologiji kao samostalnoj nauci tada se još nije moglo govoriti. Klimatologija se razvijala u okviru geografije, a pojedini teorijski radovi meteorološke

prirode bili su usamljeni i pisali su ih čuveni naučnici: filozofi, fizičari, matematičari i astronomi. Tako je npr. Dekart (Descartes), veliki francuski filozof, fizičar i matematičar, 1637. godine objavio svoju teoriju duge, koja se još i danas primenjuje, Hali (Halley), engleski astronom, prvi je napisao (1686) barometarsku visinsku formulu, tj. obrazac koji pokazuje kako se u atmosferi pritisak menja sa visinom. Dalamber (D'Alembert), francuski matematičar i fizičar, napisao je teoriju vetrova (1746) itd.

Pronalaskom telegrafa, a povodom velikog oštećenja francuske flote usidrene u Crnom moru, u novembru 1854. god. (za vreme krimskog rata), zbog neočekivane oluje došlo je do jedne od najznačajnijih prekretnica u razvoju meteorologije. Francuski astronom Leverje (Leverrier, 1811—1877) pokazao je da bi se katastrofa mogla izbeći kad bi se raspolagalo vremenskim kartama za taj dan. Na osnovu toga, uz veliko zalaganje autoriteta Leverjea, počelo se u Parizu 16. septembra 1863. god. sa dnevnim crtanjem vremenskih karata. Ubrzo su sledile taj primer i ostale napredne zemlje. To je bio ogroman doprinos daljem razvoju meteorologije, pošto se od tada redovno prati razvoj vremena na velikoj oblasti.

Od naročitog značaja za dalji razvoj meteorologije bili su teorijski radovi nemačkog fizičara i fiziologa Helmholca (Helmholtz, 1821—1894). Nisu bila od značaja samo njegova klasična dela iz fizike, već i njegovi teorijski, čisto meteorološki radovi, koje je objavio pri kraju svog života (1888, 1889, 1890). U njima čuveni naučnik diskutuje o opštoj cirkulaciji atmosfere, o talasima na površini između dva različito zagrejana sloja vazduha i daje teoriju tropskih ciklona.

Helmholcove ideje bile su podstrek za dalji rad fizičarima i matematičarima na polju meteorologije. Ovde mislimo prvenstveno na Bjerknesa (Vilhelm Bjerknes, 1862—1951), tvorca tzv. Bergenske (norveške) škole i na Maksa Margulesa (Margules, 1856—1920), predstavnika nekadašnje bečke meteorološke škole. Bjerknesa i Margulesa možemo, zajedno sa Helmholcem, smatrati pionirima moderne meteorologije.

Meteorologija danas ima više grana. *Dinamička meteorologija* na fizičko-matematički način opisuje, tj. tumači pojave u atmosferi, težeći pri tom egzaktnoj prognozi vremena. Tekovine dinamičke meteorologije i meteorologije uopšte u prognozi vremena primenjuje *sinoptička meteorologija*. Prognoza vremena za široku javnost i za potrebe raznih zainteresovanih ustanova, npr. za službu obezbeđenja vazdušnog i pomorskog saobraćaja, daje se danas na osnovu bezbroj podataka o stanju atmosfere pri tlu i na visini.

Metodikom merenja viših slojeva atmosfere (uglavnom do 30 km iznad mora) i obradom podataka o stanju tih slojeva bavi se *aerologija*. Za razliku od toga, *mikrometeorologija* proučava najniže prizemne slojeve atmosfere. Srednje stanje prizemnih slojeva vazduha proučava *mikroklimatologija*. Optičke, akustičke i električne pojave u atmosferi, struktura oblaka a delom i zračenje, predmet su istraživanja *fizičke meteorologije*. *Klimatologija* proučava srednje stanje atmosfere, polazeći od raznih klasifikacija klime.

Postignuti rezultati meteorologije primenjuju se danas u raznim naukama i u praksi za najrazličitije potrebe. Tako *poljoprivredna meteorologija* proučava uticaj atmosfere na život biljnog sveta, a *medicinska meteorologija* uticaj atmosfere na čoveka. *Vazduhoplovna meteorologija* bavi se uticajem atmosferskih pojava na let aviona i jedrilica. Rezultati meteoroloških istraživanja primenjuju se u građevinarstvu, urbanizmu, prilikom projektovanja električnih vodova, u transportu, ukratko u svim delatnostima čoveka (*tehnička meteorologija*).

3. ATMOSFERA

Atmosfera je spoljni gasoviti omotač Zemlje gde se stvaraju padavine i nalazi bezbroj mikroskopsko malih delića čvrste materije, higroskopskih jezgara kondenzacije od raznih morskih soli, kapljica vode i kapljica leda, bakterija i drugih mikroorganizama. U atmosferi se odigravaju najraznovrsnije vremenske pojave sa svim svojim korisnim i štetnim uticajima na život, zdravlje i raspoloženje čoveka. Atmosfera je providna i u velikoj meri propušta svetlosne i druge sunčeve zrake, u njoj se prenosi zvuk itd.

Vazduh. Atmosferu sačinjava vazduh, mešavina raznih gasova, prvenstveno *azota i kiseonika*. U *suvom vazduhu*, tj. u vazduhu koji ne sadrži vodenu paru, zauzimaju u donjem delu atmosfere prvi 78,09, a drugi 20,95% prostora. Ova dva, za život posebno važna gasa, po svojim osobinama bitno se razlikuju. Dok se kiseonik vanredno lako jedini sa drugim materijama i gradi sa njima najrazličitija jedinjenja (okside), azot to ne čini lako. Azot sprečava preveliku aktivnost kiseonika, on reguliše brzinu spajanja kiseonika sa drugim materijama.

Kiseonik je čoveku, životinji i biljki potreban za disanje. Pri disanju on se jedini sa ugljenikom u *ugljendioksid* (CO_2) koji odlazi u atmosferu. Na drugoj strani, taj gas stalno izlazi iz atmosfere, pošto njega koriste biljke prilikom asimilacije, kada se, uz učešće vode i energije sunčevog zračenja, oslobađa kiseonik i stvaraju se razna ugljenikova jedinjenja. Za taj proces potrebne su velike količine energije — za svaki kilogram ugljenika potrebno je 8000 velikih kalorija. Ta energija se pri disanju oslobađa. CO_2 apsorbuju i mora.

Asimilacijom dobivena jedinjenja ugljenika biljka koristi za svoju izgradnju, dok kiseonik ispušta u atmosferu. Ukupna količina CO_2 u atmosferi iznosi oko $2 \cdot 10^{12}$ tona. Od 1900. do 1935. godine izgorelo je na Zemlji oko $0{,}5 \cdot 10^{11}$ tona uglja i zemljinog ulja. Kad se odlaženje CO_2 iz atmosfere ne bi povećavalo, to sagorevanje imalo bi za posledicu porast količine CO_2 u vazduhu za jednu trinaestinu od postojeće vrednosti i pri postojećem sagorevanju atmosfera bi za 200 godina sadržavala dva puta više CO_2 nego danas. To se verovatno neće desiti već zbog toga što mora apsorbuju velike količine ovog gasa. Danas CO_2 zaprema u prizemnom vazduhu 0,03% prostora.

Od posebnog je značaja za život na Zemlji, kao i za razvoj vremena, *vodena para*. To je nevidljiv gas koji je u atmosferi vrlo neravnomerno raspoređen. Dok u naročito toplim i vlažnim predelima, u tropima, zauzima i do 4% prostora, vrlo hladan vazduh, npr. zimi na Antarktiku i u Sibiru, sadrži neznatne količine vodene pare.

Vodena para stalno nanovo dolazi u atmosferu — i to isparavanjem vode sa ogromnih morskih površina, sa jezera, reka i vlažnog zemljišta. Na drugoj strani, vodena para stalno i izlazi iz atmosfere gde se kondenzuje u vodu koja u vidu raznih padavina pada na tlo. Na taj način je ukupna količina vodene pare u atmosferi prilično ustaljena. Za isparavanje vode potrebna je toplota tako da je isparavanje vode važan regulator temperature. Vodena para apsorbuje veliki deo sunčeve energije, voda koju izlučuje atmosfera pokreće turbine hidrocentrala itd., tako da je od svestranog značaja za život na Zemlji.

U atmosferi ima srazmerno mnogo plemenitog gasa *argona*. U suvom vazduhu u donjem delu atmosfere taj gas zaprema 0,9% prostora. Uskoro posle otkrića argona, u atmosferi su pronađeni i ostali *plemeniti gasovi* (*helijum*, *kripton*, *neon*, *ksenon*, *radon*), od kojih je helijum zbog svoje vrlo male težine od naročitog praktičnog značaja.

Helijum (He) je sedam puta ređi od vazduha ako su mu temperatura i pritisak jednaki i samo je dva puta teži od najlakšeg gasa vodonika koji sačinjavaju molekuli vodonika (H_2). Taj gas ne gori, jer se kao plemeniti gas ne jedini sa drugim materijama. Zbog te osobine ima veliku prednost pred vodonikom pri punjenju transportnih balona. U Severnoj Americi postoje oblasti gde iz zemlje izlaze velike količine helijuma: godišnje 10 do 20 miliona kubnih metara. Iz čitave zemljine kore izlazi godišnje oko 20 puta više ovog gasa.

Od gasova kojih ima u atmosferi treba dalje spomenuti *jodovu paru*, koja u atmosferu dolazi isparavanjem joda iz morskih algi. Na obalama mora vazduh sadrži 10 do 30 puta više jodove pare nego iznad kontinenta. Dalje nalazimo u atmosferi amonijak (NH_3), proizvod raspadanja i truljenja, ozon (O_3), vodonik (H_2) i još neke gasove.

Podela atmosfere. Na osnovu raznovrsnih merenja atmosfere, direktnim i indirektnim putem, a naročito u najnovije vreme pomoću raketa i satelita, danas su već dobro poznate glavne karakteristike atmosfere do najvećih visina. Zna se da je atmosfera u pogledu svojih osobina podeljena na više karakterističnih slojeva, što želimo ovde vrlo ukratko opisati.

Za meteorologiju je od najvećeg interesa donji deo atmosfere — *troposfera*, koja se iznad ekvatora prostire do visine od oko 18 km. Idući prema polovima debljina troposfere se u proseku smanjuje, da bi na polovima iznosila 6 do 8 km. U troposferi, koja sadrži oko 3/4 ukupne mase atmosfere, odigravaju se sve glavne vremenske pojave, tu nastaju i iščezavaju oblaci, stvaraju se padavine, cikloni i anticikloni, u njoj se nalazi skoro sva vodena para koju poseduje atmosfera. U troposferi temperatura obično opada sa visinom, u proseku za 0,6 do 0,7° na svakih 100 m visinske razlike. Debljina troposfere nije stalna, najviše se menja u toku vremena na umerenim geografskim širinama i u ciklonima je za nekoliko kilometara manja nego u anticiklonima.

Troposfera je gore ograničena *tropopauzom* — površinom iznad koje se nalazi tanak sloj debeo kilometar-dva u kome se temperatura sa visinom ili vrlo malo menja ili povećava. Troposfera je granični sloj donje atmosfere u kojoj se vazduh pod dejstvom raznih sila i dovođenja toplote neprestano meša i gde se vrši premeštanje velikih količina vazduha u raznim pravcima.

Iznad tropopauze temperatura se do visine oko 30 km takoreći ništa ne menja. Tu uglavnom postoji ravnoteža zračenja: vazduh putem zračenja prima toliko energije od Sunca koliko je na isti način i gubi. Pošto vazduh na taj način vrlo malo prima energije, malo je i daje, pa je i temperatura niska. Ravnoteža zračenja postoji i u susednom višem sloju, ali ovde temperatura sa visinom raste i na visini oko 50 km dostigne svoju maksimalnu vrednost, oko 0 °C. Taj porast temperature posledica je povećane apsorpcije sunčeve energije.

Uopšte je raspodela temperature vazduha u atmosferi sa visinom u najvećoj meri pod uticajem sunčevog zračenja, talasnog i korpuskularnog. Na većim visinama su karakteristična razna fotohemijska dejstva na temperaturu kao i na strukturu atmosfere; tamo dolazi do disocijacije i rekombinacije molekula i atoma — sastavnih delova vazduha i do jonizacije molekula kiseonika, azota i drugih.

U delu atmosfere između visina 35 i 50 km kiseonik apsorbuje srazmerno velike količine ultraljubičastog zračenja. Pri tome dolazi do disocijacije — deobe molekula kiseonika (O_2) na dva atoma kiseonika (0—0). Tako oslobođeni atomi spajaju se sa molekulima kiseonika u molekule ozona (O_3). Ti se pod uticajem ultraljubičastog zračenja nešto većih talasnih dužina ponovo dekomponuju (O_3 se

raspada na O_2 i O), što dovodi do hemijske ravnoteže na tim visinama. Najjače nagomilavanje ozona postoji u proseku na visinama 20 do 30 km iznad mora.

Masa ozona u atmosferi je u poređenju sa celokupnom masom atmosfere neznatna (pod pritiskom 760 mm Hg i pri temperaturi 0 °C debljina sloja tog ozona iznosila bi svega 2 do 4 mm, dok bi debljina vazduha iz cele atmosfere iznosila 8 000 m). Ali i pored toga taj gas je za naš život na Zemlji od prvorazrednog značaja: on apsorbuje za čoveka štetno sunčevo zračenje najmanjih talasnih dužina (do 2 800 Å, 1 A° (Angström) = 10^{-8} cm).

Sloj atmosfere od tropopauze do pomenute visine od 50 km zove se *stratosfera*. Stratosfera se deli na donju hladnu (od tropopauze do 35 km) i gornju toplu (35—50 km). Temperatura donjeg dela stratosfere pod velikim je uticajem dinamičkog hlađenja i zagrevanja zbog dizanja i spuštanja vazduha. Tako je na visini od 20 km iznad ekvatora temperatura —80 °C, a iznad polova —40 leti i —60 °C zimi. Iznad ekvatora topao prizemni vazduh se diže na najveće visine i dolazeći pod nizak vazdušni pritisak on se hladi, a iznad polova, suprotno tome, vazduh se zbog prizemnog hlađenja spušta i zagreva. Na vrhu troposfere srednja temperatura vazduha je kod nas oko —54 °C, a to je na visini od oko 12 km.

Između visina od 50 i 80 km temperatura opet sa visinom opada i na gornjoj granici tog karakterističnog sloja koji se zove *mezosfera* iznosi oko —90 °C. Donja granica mezosfere zove se *stratopauza*, a gornja *mezopauza*.

Od mezopauze naviše temperatura se opet povećava. Na visini od 200 km iznosi oko 1200 °K, a na visini od 600 km u vreme kada je u toku dana Sunce najviše na nebu čak oko 2200 °K! Tamo dnevne promene temperature iznose do 1000°. Te visoke temperature ne predstavljaju svakako neke vrućine, pošto je tamo (na visini od 600 km) vazduh već toliko redak kao u sudu posle najsavršenijeg ispumpavanja. Zbog visokih temperatura, deo atmosfere koji se nalazi iznad visine od 80 km zove se *termosfera*.

Sastav vazduha je do mezopauze svuda približno jednak. Od te visine pa naviše sastav se menja i na najvećim visinama preovlađuje vodonik uglavnom sunčevog porekla. Zbog nepromenjenog sastava donji deo atmosfere do mezopauze zove se zajedničkim nazivom *homosfera*, a gornji *heterosfera*.

Između nadmorskih visina od 60 i 85 km vrši se u tzv. *D*-oblasti, a pod dejstvom ultraljubičastog zračenja, disocijacija molekula kiseonika u kiseonik atomskog sastava (*monoatomski kiseonik*). Za sledeću *E*-oblast, sa težištem na visini oko 100 km, karakteristično je da apsorbuje *X* zračenje (0,1 do 180 Å), što dovodi do jonizacije molekula kiseonika i azota. U još više ležećoj *F*-oblasti vrši se apsorpcija *X* i ultraljubičastog zračenja, što ima za posledicu obrazovanje *pozitivnih jona* kiseonika.

Oblast *D*, *E* i *F* predmet su posebnog proučavanja, pošto od karakteristika tih jako jonizovanih slojeva zavisi prenos radiosaopštenja na najveća odstojanja.

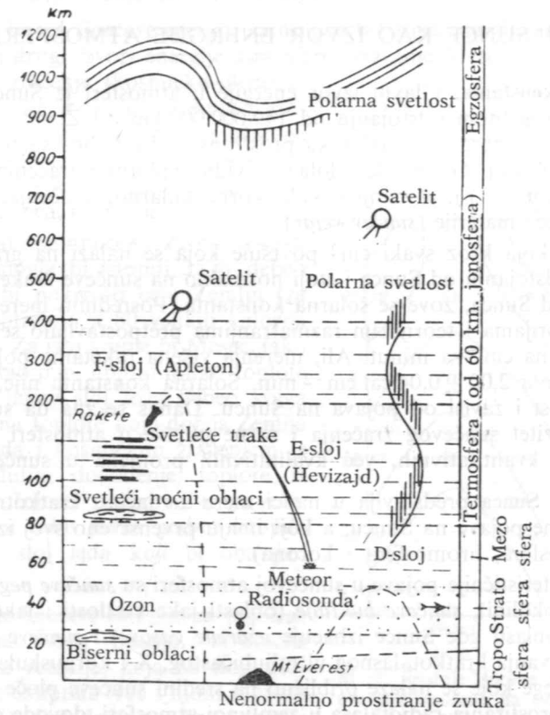
Oblasti *D*, *E* i *F* (pri čemu se oblast *F* deli još na oblasti F_1 i F_2) su delovi *jonosfere*. Oblasti *E* i *F* zovu se i Hevisajd (Heaviside) odn. Aplton (Appleton) oblast.

Jonosfera se prostire duboko u *egzosferu* — spoljašnji omotač Zemlje — do visine od 1000 do 2000 km. Naziv jonosfera potiče otuda što su tamo atmosferski gasovi u pojedinim slojevima jako jonizovani. U egzosferi vazduh je vrlo redak i molekuli, odn. atomi vazduha koji se tamo kreću naviše uglavnom se ne sudaraju sa drugima i delom (ukoliko se kreću dovoljno brzo) napuštaju Zemlju i lete u međuplanetarni prostor.

Na visinama između 100 i 140 km molekuli kiseonika, a u manjoj meri i azota, su disocirani i ti gasovi su delom atomske strukture. Iznad visine od 140, odn. 250 km, sav kiseonik, tj. sav kiseonik i azot sačinjavaju isključivo atomi. Gasovi su ovde u stanju *plazme*. Iznad visine od 1000 km preovlađuje verovatno vodonik, a iznad visine od 10 000 km postoji praktično samo još taj gas.

Plazmu sačinjavaju elektroni i naelektrisani atomi i molekuli. Iznad 400 km što je visina veća, kretanje naelektrisanih delića plazme postaje sve više i više pod uticajem zemljinog magnetskog polja i vrši se uglavnom u pravcu magnetnih silnica. Iznad 1000 km u *magnetosferi* kretanje takvih delića upravljeno je isključivo magnetnim poljem Zemlje. Tu postoje Van Allen-ovi *pojasevi zračenja*, tj. zone jakog nagomilavanja naelektrisanih delića.

Atmosfera na gornjoj strani nije ograničena, već postepeno prelazi u gas koji popunjava interplanetarni prostor gde se misli da ima po 500 atoma po svakom cm^3 prostora (pri tlu ima u 1 cm^3 vazduha $27 \cdot 10^{18}$ molekula).



Sl. 1. Pojave u visokoj atmosferi prema Bertu, Keleru i Šarnovu: Veterkunde, 1965, (Berth, Keller, Scharnow).

Sl. 1 nam prikazuje pojave koje se zbivaju u visokoj atmosferi i koje su bile otkrivene raznim posmatranjima i merenjima. Proučavane su indirektnim i direktnim metodama. Tako je npr. prostiranjem zvuka utvrđeno da su na visinama između 40 i 50 km temperature srazmerno visoke. Merenjem pravca sa kog se vidi polarna svetlost sa dve tačke određivane su visine gde se ona pojavljuje. Slično se određivala

i visina irizirajućih oblaka (23 do 26 km), koji govore o tome da na onim visinama ima još vodene pare kao i visina svetlećih noćnih oblaka na oko 80 km, koji su bili naročito intenzivni posle erupcije Krakataua (1883. god.).

Posmatranje polarne svetlosti je u velikoj meri obogatilo naše poznavanje visokih slojeva atmosfere. Spektralnom analizom određivao se sastav atmosfere na tim visinama, dobila se predstava o magnetnom polju Zemlje u oblasti polova, uzimajući u obzir da je polarna svetlost uglavnom posledica korpuskularnog zračenja Sunca, koje se zbog magnetskog zemljinog polja otklanja prema polovima i koje prilikom sudaranja sa molekulama vazduha izaziva svetlosne efekte.

Indirektnim metodama bili su otkriveni slojevi u gornjoj atmosferi koji dobro provode elektricitet (Heaviside- i Appleton-sloj). Već je Markoni (Marconi) zapazio da se radio-talasi prostiru na velika odstojanja, što se moglo objasniti samo postojanjem pomenutih slojeva.

4. SUNCE KAO IZVOR ENERGIJE ATMOSFERE

Solarna konstanta. Glavni izvor energije u atmosferi je Sunce. Sunce, koje se nalazi na prosečnom odstojanju od 149 000 000 km od Zemlje, stalno upućuje ogromne količine energije u vasionska prostranstva i od toga samo neznatan (500 milioniti) deo Zemlji. Glavni deo dolazi u vidu toplotnog zračenja brzinom svetlosti (300 000 km sec^{-1}), a manji u vidu korpuskularnog zračenja, tj. u vidu elementarnih čestica materije (*sunčev vetar*).

Energija koja kroz svaki cm^2 površine koja se nalazi na granici atmosfere na srednjem odstojanju od Sunca i stoji normalno na sunčeve zrake i dolazi u svakom minutu od Sunca, zove se solarna konstanta. Posrednim merenjima na visinskim opservatorijama i teorijskim razmatranjima pretpostavljalo se da iznosi 1,94 malih kalorija na cm^2 za minut. Ali, merenja vršena raketama pokazala su da je solarna konstanta $2{,}00 \pm 0{,}04$ cal cm^{-2} min. Solarna konstanta nije, u stvari, konstantna vrednost i zavisi od pojava na Suncu. Danas se zna da sunčeve pege ne utiču na intenzitet sunčevog zračenja i razne pojave u atmosferi vezane za njih nisu posledica kvantitativnih, već kvalitativnih promena u sunčevom zračenju.

Aktivnost Sunca predstavlja u nauci meru za jačinu kratkotrajnih promena vezanih za razne pojave na Suncu, a koji imaju prvenstveno svoj izvor u sunčevoj atmosferi (fotosfera, hromosfera i korona).

Najkarakterističnije pojave u sunčevoj atmosferi su *sunčeve pege* (gde je manje toplo nego u okolini), *sunčeve buktinje* (oblasti jake svetlosti i jakog izračivanja), *protuberance* (oblasti gde Sunce izbacuje *užarene gasove*) i *sunčeve erupcije* (mesta žestokog izbacivanja kratkotalasnog ultraljubičastog, X i korpuskularnog zračenja). One sunčeve pege koje se nalaze približno na sredini sunčeve ploče utiču na intenzitet i pravac prostiranja radiotalasa u zemljinoj atmosferi, dovode do obrazovanja polarne svetlosti, do magnetskih i jonosferskih bura i dr. Ti uticaji bili su predmet posebnih proučavanja za vreme Međunarodne geofizičke godine.

Danas je poznato da su erupcije utoliko jače ukoliko ima više pega. Vreme potrebno da se energija koja potiče od erupcije prenese do Zemlje je različito: 8 min. za talasno zračenje (brzina svetlosti), 20 do 40 sati za korpuskularno zračenje koje sačinjavaju joni i elektroni, i 1 sat za kosmičko (ultra) zračenje koje sačinjavaju pozitivno naelektrisana atomska jezgra. Talasno zračenje sastoji se od

X (rendgenskog) i ultraljubičastog zračenja, vidljive svetlosti i radio-talasa, pri čemu ultraljubičasto i X zračenje pojačava jonizaciju električno provodnih slojeva u *D*-oblasti, što dovodi do prekida kratkotalasnih radio-veza i do slabljenja šumova u radio-prijemnicima izazvanim radio-talasima iz kosmosa. Korpuskularno zračenje prouzrokuje zemljine magnetske i jonosferske oluje kao i polarnu svetlost. Erupcije su ređe izvor kosmičkog (ultra) zračenja, koje prouzrokuju jonizaciju vazduha na svim visinama u atmosferi.

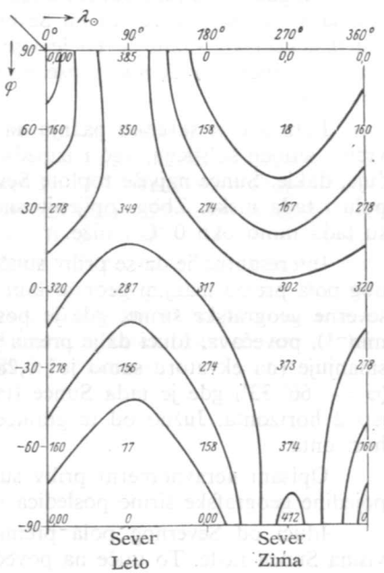
Aktivnost sunčevih pega u toku vremena se menja. Poznat je period od 11 godina u proseku, a javljaju se i sekularne (dugoročne) promene u aktivnosti sunčevih pega. Kada ima mnogo pega, govorimo o *uznemirenom* Suncu, a kada ih nema ili su pak sasvim malobrojne, govorimo o *mirnom* Suncu. U aktivnosti Sunca na zbivanja u atmosferi oseća se i period rotacije Sunca od 27 dana. Danas su utvrđene razne veze između brojeva Sunčevih pega i stanja atmosfere, vremenskih prilika kao i života na Zemlji (bolesti, broj smrtnih slučajeva, rast šuma, srednja temperatura vazduha, stanje lednjaka i dr.).

Poređenje izvora Sunčeve energije sa drugim izvorima energije atmosfere. Pored Sunca postoje i drugi izvori energije atmosfere: zračenje Meseca i bezbrojnih zvezda, kosmičko zračenje (kosmičko ultrazračenje) koje se ranije zvalo i visinsko zračenje, a naročito toplotna struja iz užarene zemljine unutrašnjosti. Ali energija svih tih sekundarnih izvora je, u poređenju sa onom koja dolazi od Sunca, neznatna.

Toplota Sunca upućena Zemlji u toku jedne godine mogla bi istopiti 35 m debeo sloj leda koji bi pokrivao celu Zemlju (za topljenje leda potrebno je 80 velikih kalorija po kilogramu!). Za isto vreme bi Mesec, iako bi celo vreme bio pun, uputio toliko toplote da bi istopila takav sloj leda debeo svega 0,2 mm. Količina toplote koju dobija Zemlja zračenjem zvezda i kosmičkim zračenjem je neznatna. Međutim dovođenje toplote iz Zemljine unutrašnjosti neuporedivo je veće. Ta toplota bi u toku jedne godine istopila 7,5 mm debeo sloj leda koji bi obavijao Zemlju.

Upućivanje Sunčeve energije na pojedine geografske širine. Zbog rotacije i revolucije Zemlje sa osom rotacije, koja ne stoji normalno na ravan ekliptike (već s njom zahvata ugao od 66° 23′), dovođenje sunčeve energije na pojedine geografske širine vrlo je različito i u toku godine sa menja.

Slika 2 nam prikazuje koliko energije upućuje Sunce Zemlji u toku godine na pojedine geografske širine. Podatke je teorijskim putem našao naš astronom M. Milanković.



Sl. 2. Srednje dnevne vrednosti sunčeve energije upućene na svaki cm^2 horizontalnog zemljinog tla u minuti, izražene u hiljaditim delovima male kalorije pod uslovom da Zemlju ne obavija nikakva atmosfera (prema M. Milankoviću). λ = = dužina Sunca (0°, 180° proletnja, odnosno jesenja ravnodnevnica, 90°, 360° letnji, odnosno zimski solsticij, φ = =geografska širina). Slika uzeta iz knjige: K. A. Wegener, Vorlesungen über Physik der Atmosphäre, 1935.

Brojevi znače hiljadite delove malih kalorija koje u toku jednog dana prosečno svaki minut u naznačeno doba godine upućuje Sunce na kvadratni santimetar vodoravne površine zemljinog tla na naznačenoj geografskoj širini (φ), pod pretpostavkom da Zemlju ne okružuje nikakva atmosfera. Krive povezuju mesta jednakog priliva sunčeve energije.

Za vreme prolećne i jesenje ravnodnevnice ($\lambda = 0$ i 180°), kada Sunce na ekvatoru stoji u zenitu, najviše Sunčeve energije dobija ekvator. Sa geografskom širinom se tada dovođenje toplote smanjuje i na polovima ($\varphi = \pm 90°$) ono više ne postoji.

Upoređenjem brojeva na slici vidimo da je upućivanje sunčeve energije na Zemlju za vreme prolećne ravnodnevnice nešto veće nego za vreme jesenje. U prvom slučaju svakom kvadratnom santimetru vodoravne površine upućuje se, npr. na ekvatoru, prosečno u toku dana 0,320, a u drugom 0,317 cal. Ove razlike postoje zbog toga što je odstojanje Zemlje od Sunca za vreme prolećne ravnodnevnice manje nego za vreme jesenje. Možemo napomenuti da je Zemlja u perihelu (najbliže Suncu) 1. januara, a u afelu (najdalje od Sunca) 2. jula.

Za vreme letnjeg solsticija (dugodnevnice) kada je severna polulopta najviše što je moguće okrenuta Suncu, kada je na severnoj polulopti najduži dan u godini i kada Sunce stoji u zenitu na Severnom povratniku ($\varphi = 23° 27'$), prima Severni pol 0,385 cal cm^{-2} min^{-1}. To je više nego što tada prima prosečno u toku dana ma koji drugi deo Zemlje i više nego što je ekvatoru u toku jednog dana ikada upućeno.

Potrebno je skrenuti pažnju da Severni pol ne prima najviše toplote samo u vreme letnjeg solsticija, već i između 25. maja i 19. jula. Skoro dva meseca upućuje, dakle, Sunce najviše toplote Severnom polu. I pored toga su temperature na polu i tada niske. Zbog topljenja snega i leda iznad hladne podloge temperature su tada tamo oko 0 °C i niže.

Interesantno je da se priliv sunčeve energije u ovo doba, kad idemo od Severnog pola prema manjim geografskim širinama, u početku smanjuje, a posle od 43° severne geografske širine, gde je postignut sekundarni minimum (0,355 cal cm^{-2} min^{-1}), povećava. Idući dalje prema jugu, dovođenje energije od Sunca ponovo se smanjuje (na ekvatoru samo još 0,287 cal cm^{-2} min^{-1}) sve do južnog stožernika ($\varphi = -66° 33'$) gde je tada Sunce (tačnije njegov centar) ceo dan, sem u podne, ispod horizonta. Južno od te granice je tada polarna noć, Sunce je svuda ispod horizonta.

Opisani neravnomerni priliv sunčeve energije za vreme letnjeg solsticija na pojedine geografske širine posledica je dve pojave sa suprotnim dejstvima:

Idući od Severnog pola prema jugu do severnog povratnika ($\varphi = 23° 27'$) visina Sunca raste. To utiče na povećanje dovoda sunčeve energije na ovom putu. Pojava da dan postaje (počev od severnog stožernika) sve kraći (na ekvatoru traje uvek 12 časova) utiče u suprotnom smislu.

Za vreme zimskog solsticija Sunce upućuje najviše toplote Južnom polu. Tada se Zemlja nalazi u perihelu i Južni pol prima više toplote (0,412) nego u letnjem solsticiju Severni pol. Ovo je najveća vrednost koju ikada beleži ma koja tačka na Zemlji.

Najveći priliv sunčeve energije južnom polu traje od 25. novembra do 17. januara. Zbog bržeg okretanja Zemlje oko Sunca za vreme naše zime (2. Keplerov zakon), ovaj period je za dva dana kraći od analognog perioda maksimalnog upućivanja sunčeve energije Severnom polu.

I pored velikog dovođenja toplote, na Antarktiku je tada hladno. Zbog velike visine kontinenta (srednja visina je veća od 2000 m, najviši vrh je 4000 m iznad mora) i debelog nepreglednog snežnog i ledenog pokrivača (srednja debljina leda kao na Grenlandu 1500 m, a mestimično dostiže debljinu 4200 m), temperatura vazduha je niska. Merenja izvršena za vreme Geofizičke godine i kasnije pokazala su da su srednje mesečne temperature najmanje hladnog meseca u unutrašnjosti kontinenta —10 °C i manje. Na dubini od 300 m izmerena je u nekoj bušotini temperatura —28 °C.

Raspodela upućene sunčeve energije Zemlji za vreme zimskog solsticija u smeru od Južnog pola prema severnom slična je rasporedu za vreme letnjeg solsticija u suprotnom pravcu.

Intenzitet sunčevog zračenja za vreme južnog leta je na južnoj polulopti, zbog veće blizine Sunca, veći nego što je na severnoj polulopti za vreme našeg leta. Sunce upućuje ukupno ipak od proletnje do jesenje ravnodnevnice severnoj polulopti tačno toliko energije koliko je u preostalom delu godine upućuje južnoj polulopti. Iz jednakih uzroka je upućeno tokom cele godine severnoj polulopti jednako energije kao južnoj. Do izjednačenja dolazi zbog toga što je brzina obrtanja Zemlje oko Sunca veća kada je Zemlja bliže Suncu. Južna polulopta je u toku godine za 7 dana manje okrenuta Suncu nego severna.

Sunčeva energija upućena Zemlji pretvara se u atmosferi, u morima i na čvrstoj zemljinoj površini u razne druge vrste energije i time prouzrokuje razna kretanja i omogućuje život na našoj planeti.

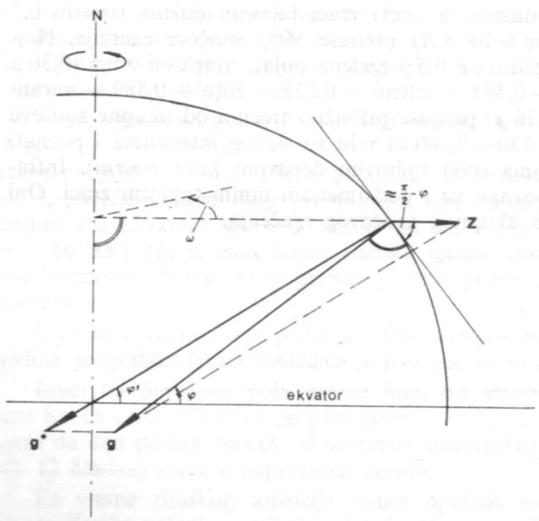
Spektralna raspodela sunčevog zračenja. Sunce je izvor elektromagnetskog zračenja najrazličitijih talasnih dužina. Sunčevi zraci talasnih dužina između 0,5 i 4 μ (1 μ = 1 mikron = 10^{-3} mm = 10^{+4} Å) prenose 99% sunčeve energije. Najjačeg intenziteta su zraci talasne dužine 0,5 μ (zelena boja). Svetlosni zraci (0,36 μ — ljubičasto — 0,424 — plavo — 0,493 — zeleno — 0,535 — žuto — 0,589 — narandžasto — 0,647 — crveno — 0,76 μ) prenose približno trećinu od ukupne sunčeve energije. Ultraljubičasti zraci (0,130—0,360 μ) vrlo su slabog intenziteta i poznati su po svojim hemijskim dejstvima (pod njihovim dejstvom koža pocrni). Infracrveni zraci (0,76 μ < 3000 μ) poznati su i pod imenom tamni toplotni zraci. Oni sadrže oko dve trećine energije ukupnog sunčevog zračenja.

II ZAKONI DINAMIKE I TERMODINAMIKE ATMOSFERE

1. TEŽA I VAZDUŠNI PRITISAK

Polje i ubrzanje zemljine teže. Atmosfera se nalazi u prostoru gde na svaki delić vazduha deluje sila zemljine teže. Zbog toga kažemo: atmosfera se nalazi u polju zemljine teže.

Sila zemljine teže posledica je dejstva dve sile: *gravitacije* i *centrifugalne sile*, koja postoji zbog rotacije Zemlje. Na svako telo deluje sila gravitacije prema centru mase Zemlje i, zbog toga što zajedno sa Zemljom rotira, u telu se javlja centrifugalna sila, koja je usmerena normalno na osu rotacije Zemlje i deluje upolje. Rezultanta te dve sile je sila zemljine teže i deluje normalno na vodoravnu površinu (sl. 3). U poređenju sa silom gravitacije pomenuta centrifugalna sila je mala i na ekvatoru, gde je najveća (i deluje nasuprot sili gravitacije), je 300 puta manja od ove.



Sl. 3. Sila teže g kao rezultanta iz sile gravitacije g^* i centrifugalne sile Z. φ = geocentrična širina, φ' = geografska širina.

Zbog spljoštenosti Zemlje geografska širina se uglavnom ne podudara sa geocentričnom. Razlike između jedne i druge širine su srazmerno vrlo male i kod naših proučavanja mogu se zanemariti.

Sila zemljine teže koja deluje na jedinicu mase brojno je jednaka ubrzanju zemljine teže g.

Nekoliko podataka o ubrzanju zemljine teže g. Zbog toga što se dejstvo centrifugalne sile smanjuje sa geografskom širinom i spljoštenosti Zemlje, ubrzanje zemljine teže na morskoj površini veće je na polu nego na ekvatoru za pola procenta. Ubrzanje zemljine teže ne menja se samo sa geografskom širinom, već i sa

visinom sa kojom se smanjuje, a ono zavisi i od strukture zemljišta. Prema idealizovanom obrascu koji uzima u obzir ukupnu masu Zemlje i dejstvo centrifugalne sile, na površini mora je na ekvatoru $g = 9{,}7805$, na polovima 9,8322 m sec^{-2}, a na geografskoj širini $\varphi = 45°$ je $g = 9{,}8063$ m sec^{-2}. Pod *normalnom vrednošću* smatra se vrednost 9,80665 m sec^{-2}.

U donjim slojevima atmosfere g se smanji pri povećanju visine za 1000 m za 0,385 cm sec^{-2}, tj. za oko 1/3000 od g. Na odstojanju koje je 10 puta veće od poluprečnika Zemlje (spoljašnja granica van Alenovih prstenova zračenja) sila gravitacije je 100 puta, a na Mesecu (60 zemljinih poluprečnika) 3600 puta manje nego na visini mora.

Anomalija teže. Odstupanje od srednje vrednosti zemljine teže zove se anomalija teže. Tako je npr. na Havajima g za 0,2 cm sec^{-2} veće od normalnog. Takve anomalije ukazuju na posebnu strukturu zemljine kore i od značaja su za primenjenu geofiziku. Tačno poznavanje vrednosti g je i za meteorologiju od posebnog značaja, pošto se danas vazdušni pritisak meri živinim barometrom, a visina živinog stuba u barometru ne zavisi samo od vazdušnog pritiska, već i od ubrzanja teže g.

Potencijalna energija i geopotencijal. Kao svako telo i vazduh poseduje u polju teže neku potencijalnu energiju. Kad imamo na umu da svaki delić vazduha takoreći lebdi u atmosferi i da mi praktično ne treba da izvršimo neki rad da bi ga podigli, onda nam se to možda čini na prvi pogled čudno. Ali, takav rad protiv sile teže vrši umesto nas okolna atmosfera kojoj se pri tome energija smanjuje, i to tačno za toliko za koliko se deliću vazduha, zbog povećanja visine, poveća potencijalna energija.

Potencijalna energija vazduha mase m koji se nalazi na nadmorskoj visini z u odnosu na visinu srednjeg nivoa mora je

$$\varnothing_m = mgz$$

(g — ubrzanje zemljine teže). Deljenjem ove jednačine masom m dobijamo vrednost

$$\varnothing = gz \qquad [\varnothing] = [l^2\, t^{-2}]$$

koja se zove geopotencijal. Vidimo da je geopotencijal potencijalna energija jedinice mase u odnosu na srednju visinu mora. To je skalarna veličina, nezavisna od mase tela, koja ima u svakoj tački polja teže neku određenu vrednost, a koja zavisi prvenstveno od visine i geografske širine.

Geopotencijal se povećava sa visinom, a u svakom pravcu gde je gz konstantno, vrednost mu se ne menja. Površina gde je

$$\varnothing = gz = \text{const.}$$

zove se *ekvipotencijalna* (*nivoska*) *površina*. Takva površina je vodoravna.

Geopotencijalni metar. U MKS sistemu, jedinica za geopotencijal je 1 m^2 sec^{-2}. Za koliko treba da se popnemo da se geopotencijal poveća za 1 m^2 sec^{-2}?

Ako se, zbog povećanja visine za Δz, geopotencijal poveća za 1 m^2 sec^{-2} od $\varnothing_1$ na $\varnothing_2$, onda u saglasnosti sa gornjom jednačinom na mestu gde je $g = 9{,}806$ m sec^{-2}, za to povećanje visine dobijamo

$$\Delta z = \frac{1}{g}(\varnothing_2 - \varnothing_1) = \frac{1}{9{,}806} \cdot 1 \text{ m} \doteq 1 \text{ dm},$$

tj. za oko jedan decimetar. Jedinica koja je 9,8 puta veća od ove zove se geopotencijalni metar (1 gpm):

$$1 \text{ gpm} = 9{,}8 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-2}.$$

Izraz metar za obeležavanje geopotencijala potiče otuda što treba da se popnemo približno za jedan metar pa da se geopotencijal poveća za jedan geopotencijalni metar.

U meteorologiji, prvenstveno dinamičkoj i sinoptičkoj, vertikalna rastojanja obično se izražavaju u geopotencijalnim metrima. Prednost ove mere pred običnim metrom leži u tome što se prilikom horizontalnog kretanja vazduha visina izražena u gpm ne menja dok se, izražena u običnim metrima, ne bi menjala samo tada kada bi se vazduh kretao u pravcu zapad—istok.

Toričeli obara princip »horror vacui«. Danas znamo da vazduh svojom težinom pritiskuje na zemljinu koru. Ta sila pritiska je za naše pojmove ogromna i kada je Viviani, učenik Toričelija, to prvi utvrdio naišao je na veliki otpor tadašnje naučne javnosti. Tek na osnovu Paskalovog (Pascal) eksperimenta kojim je pokazao da se vazdužni pritisak sa visinom smanjuje, bilo je prihvaćeno Vivianijevo gledište.

Toričeli, koji je 1643. godine pronašao barometar, ovo tada još nije znao, ali je on prvi pokazao da u prirodi postoji i prazan prostor (*Toričelijeva praznina* u živinom barometru). Time je dokazao da ne postoji princip »horror vacui« (strah pred prazninom) za koji se do tada smatralo da je jedan od fundamentalnih zakona prirode. To je bilo veliko otkriće i bitno je uticalo na dalji razvoj nauke.

Sila pritiska. Na svaki m² površine mora atmosfera pritiskuje prosečnom silom od oko 10 tona (= 1 kilopond na kvadratni santimetar = 1 kp cm^{-2}). To je velika sila i na nju treba misliti prilikom tumačenja pretvaranja energije u atmosferi.

Sila kojom gas ili tečnost pritiskuje neku površinu zove se sila pritiska. Intenzitet takve površinske sile potpuno je nezavisan od toga kako površina, sa kojom se graniči gas ili tečnost, leži. O tome se možemo lako uveriti, npr. na taj način da na razne načine okrećemo dobar aneroid (metalni barometar) koji nam pri tome pokazuje stalno jednaku vrednost vazdušnog pritiska.

Pritisak. Sila pritiska P koja deluje na srazmerno malu površinu σ srazmerna je toj površini

$$P = p\sigma.$$

Faktor proporcijalnosti p zove se pritisak i on predstavlja intenzitet sile pritiska koja deluje na jedinicu površine (proizvoljno izabrane i orijentisane).

U atmosferi postoji u svakoj tački neki pritisak vazduha, svaki delić vazduha ima neku temperaturu, gustinu itd. Te veličine koje se u toku vremena više ili manje menjaju, a svaka je određena jednim i samo jednim brojem, zovu se skalari ili skalarne veličine.

Jedinice za vazdušni pritisak. S obzirom na važnost i na praktične potrebe, u meteorologiji postoji više jedinica za vazdušni pritisak. Danas se najčešće upotrebljava kao praktična jedinica milibar (mb) i predstavlja pritisak od 1000 dina na cm²:

$$1 \text{ mb} = 1000 \text{ dina/cm}^2.$$

Stara jedinica za pritisak koja je još uvek u upotrebi je milimetar živinog stuba (1 mm Hg) i predstavlja pritisak koji na vodoravnu podlogu vrši 1 mm debeo

sloj čiste žive temperature 0 °C pod uslovom da je ubrzanje teže normalno. U čast Toričelija ova jedinica se zove i Torr. Kad uzmemo u obzir da je pri 0 °C gustina žive 13,5951 g cm^{-3} i normalno ubrzanje teže 980,665 cm sec^{-2}, vidimo da je

$$1 \text{ mm Hg} = 13{,}5951 \cdot 0{,}1 \cdot 980{,}665 \text{ din cm}^{-2} = 1333{,}19 \text{ din cm}^{-2}$$

i

$$1 \text{ mm Hg} = 1{,}33319 \text{ mb} \doteq \frac{4}{3} \text{ mb}.$$

Odavde dobijamo da je

$$1 \text{ mb} = 0{,}75008 \text{ mm Hg} \doteq \frac{3}{4} \text{ mm Hg}.$$

Pod pritiskom jedne normalne atmosfere podrazumevamo pritisak

$$760 \text{ mm Hg} = 1013{,}2 \text{ mb} = 1 \text{ atm}_n.$$

Slično je jedna tehnička atmosfera

$$1 \text{ kp/cm}^2 \ (= 1 \text{ kilopond na kvadratni santimetar}) = 10 \text{ tona/m}^2 = 1 \text{ atm}_t.$$

U MKS sistemu, koji ćemo ovde prilikom izvođenja stalno primenjivati, jedinica za pritisak je 1 kg m sec^{-2}/m^2 = 1 kg m^{-1} sec^{-2}. Pošto je 1 kg m^{-1} sec^{-2} = = 1000 g m^{-1} sec^{-2} = 10 din cm^{-2}, to je

$$1 \text{ mb} = 100 \text{ kg m}^{-1} \text{ sec}^{-2}.$$

Daltonov zakon. Vazdušni pritisak brojno je jednak težini vazduha iznad jedinice vodoravne površine. Pošto je vazduh mešavina raznih gasova, to je ta težina jednaka zbiru »parcijalnih pritisaka« koje prouzrokuje svaki gas za sebe. Zakon da je pritisak jednak zbiru parcijalnih pritisaka prisutnih gasova zove se Daltonov zakon. Od posebnog značaja je parcijalni pritisak vodene pare koji se obično označava slovom e. Ako je p_s parcijalni pritisak svih ostalih gasova u atmosferi, tj. suvog vazduha, onda je prema Daltonovom zakonu

$$p = p_s + e$$

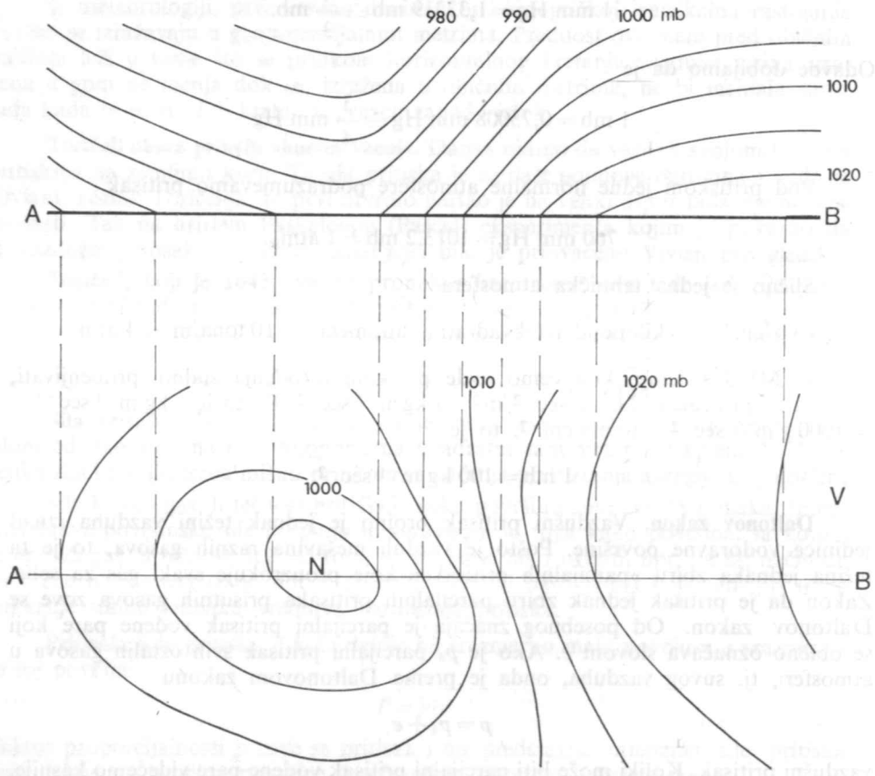
vazdušni pritisak. Koliki može biti parcijalni pritisak vodene pare videćemo kasnije.

Polje pritiska i izobarske površine. U svakoj tački atmosfere postoji neki vazdušni pritisak: u atmosferi postoji polje vazdušnog pritiska.

Zamislimo da se nalazimo u atmosferi na mestu gde je vazdušni pritisak p. Kad bismo od ovog mesta išli naviše, vazdušni pritisak bi se smanjivao, a povećavao bi se kada bismo išli naniže. Uzimajući ovo u obzir, kao i činjenicu da se vazdušni pritisak iz tačke u tačku ne menja u skokovima, vidimo da postoje i pravci u kojima se vazdušni pritisak ne menja i da ti pravci leže na nekoj površini. Takva površina zove se izobarska površina.

Kao što ćemo videti kasnije, vazdušni pritisak se takoreći uvek i svuda najbrže menja u vertikalnom pravcu. Zbog toga izobarske površine leže obično vodoravno ili približno vodoravno. Kada leže vodoravno, atmosfera je u stanju mirovanja.

Izobare. Odavno je odomaćen način da se polje pritiska iznad neke oblasti, za potrebe raznih istraživanja i prognoze vremena, prikazuje pomoću izobara — linija koje povezuju mesta na vodoravnoj površini gde je vazdušni pritisak jednak. U sinoptičkoj meteorologiji izobare se obično crtaju na svakih 5 mb. Očigledno možemo izobare smatrati i kao linije gde pojedine izobarske površine seku vodoravnu površinu (sl. 4). Karta koja sadrži izobare zove se *izobarska karta.*

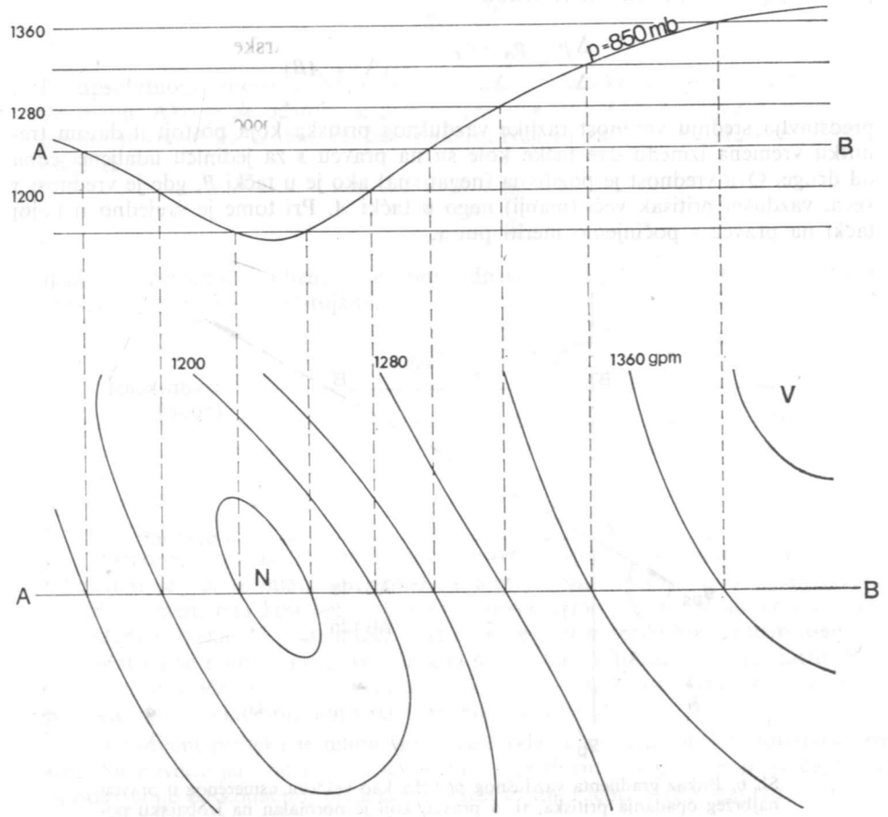


Sl. 4. Polje vazdušnog pritiska. Raspodela pri tlu prikazana izobarama, a raspodela sa visinom vertikalnim presekom izobarskih površina (u pravcu A — B).

Izohipse izobarskih površina. Polje vazdušnog pritiska iznad neke oblasti možemo predstaviti i linijama gde jedna određena izobarska površina seče horizontalne površine sa jednakim međusobnim odstojanjima (sl. 5). Takve linije su izohipse određene izobarske površine.

Vazdušni pritisak uvek opada sa visinom. Zbog toga je na horizontalnoj površini vazdušni pritisak najveći (najmanji) tamo gde je visina izobarske površine najveća (najmanja). Takve topografske karte izabrane izobarske površine upotrebljavaju se danas prvenstveno za prikazivanje raspodele vazdušnog pritiska iznad velikih oblasti na većim visinama. U sinoptičkoj meteorologiji izohipse se obično crtaju na svakih 40 gpm.

Standardne izobarske površine koje se danas primenjuju u sinoptičkoj praksi su one od 850, 700, 500, 400, 300, 200, 150, 100, 70 i 50 mb.



Sl. 5. Polje vazdušnog pritiska. Raspodela u horizontalnoj ravni prikazana izohipsama, a raspodela sa visinom vertikalnim presekom jedne od izobarskih površina (u pravcu A — B).

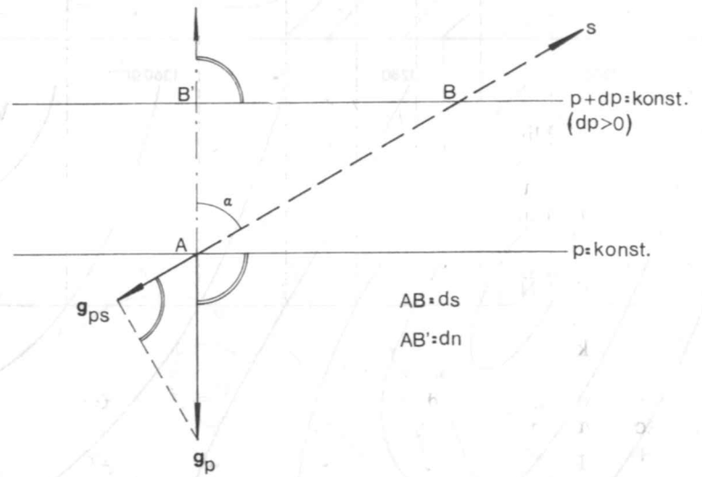
Lokalne promene vazdušnog pritiska. U ma kojoj tački u atmosferi vazdušni pritisak se u toku vremena takoreći neprestano menja. Promena koja se u srazmerno maloj jedinici vremena pojavi na određenom mestu u atmosferi zove se lokalna promena vazdušnog pritiska i označava se simbolom $\frac{\partial p}{\partial t}$ (delta p po delta t ili parcijalni izvod pritiska po vremenu).

Izalobare su linije koje na horizontalnoj površini povezuju tačke sa jednakom lokalnom promenom vazdušnog pritiska (tamo je $\frac{\partial p}{\partial t} = \text{konst.}$). U sinoptičkoj praksi izalobare se crtaju obično na svaki 1 mb/3 časa. Prikazuju se promene pritiska i u toku jednog dana iznad veće oblasti, npr. Evrope ili cele hemisfere.

Geometrijske promene vazdušnog pritiska. Zamislimo u atmosferi proizvoljan pravac s i na tom pravcu dve tačke A i B u kojima je u datom trenutku vremena pritisak p_A, odn. p_B (sl. 6). Količnik

$$\frac{\Delta p}{\Delta s}=\frac{p_B-p_A}{\Delta s} \qquad (\Delta s=\overline{AB})$$

predstavlja srednju vrednost razlike vazdušnog pritiska koja postoji u datom trenutku vremena između dve tačke koje su na pravcu s za jedinicu udaljene jedna od druge. Ova vrednost je pozitivna (negativna) ako je u tački B, gde je vrednost s veća, vazdušni pritisak veći (manji) nego u tački A. Pri tome je svejedno u kojoj tački na pravcu s počinjemo meriti put s.



Sl. 6. Prikaz gradijenta vazdušnog pritiska kao vektora usmerenog u pravcu najbržeg opadanja pritiska, tj. u pravcu koji je normalan na izobarsku površinu.

Ako je tačka A proizvoljno blizu tačke B, onda umesto $\frac{\Delta p}{\Delta s}$ pišemo $\frac{\partial p}{\partial s}$, što predstavlja parcijalnu promenu pritiska u pravcu s. Ova vrednost predstavlja promenu pritiska u tom pravcu na jedinicu odstojanja koja postoji u datom trenutku vremena. Pod jedinicom podrazumevamo vrlo malu (beskonačno malu) vrednost, odnosno bolje rečeno, takav put na kome možemo pretpostaviti da se pritisak linearno menja. U tom slučaju umesto Δp i Δs pišemo dp i ds i govorimo o infinitezimalno malim promenama pritiska p i puta s.

Vrednost $\frac{\partial p}{\partial s}$ zove se geometrijska promena vazdušnog pritiska u pravcu s.

Gradijent i ascendent pritiska. Prilikom prelaza sa jedne izobarske površine na drugu pritisak se promeni. Nezavisno od toga kojim pravcem idemo, ta promena, npr. dp, uvek je jednaka. Ako je dužina našeg puta ds, na tom putu se na jedinicu odstojanja pritisak promeni za

$$g_{ps}=\frac{dp}{ds}$$

Po apsolutnom iznosu ta promena je utoliko veća ukoliko je put ds kojim smo išli manji. Ako je dn odstojanje posmatrane dve izobarske površine, a α ugao koji pravac normale na izobarsku površinu (pravac n) zaklapa sa pravcem s (sl. 6), onda je

$$\cos\alpha=\frac{dn}{ds}$$

Kad ovo uzmemo u obzir, u gornjoj jednačini dobijamo za promenu pritiska u pravcu s na jedinicu odstojanja

$$g_{ps}=\frac{dp}{dn}\cos\alpha$$

Iz ove jednačine vidimo da se pritisak najbrže menja kad idemo u pravcu n, tj. u pravcu koji leži normalno na izobarsku površinu (tada je $\alpha=0$ i $\cos\alpha=1$). To je specijalni pravac i u njemu leži jedan vektor koji je od osnovnog značaja za teorijska proučavanja u meteorologiji. Taj vektor se zove gradijent pritiska i definisan je na sledeći način:

Gradijent pritiska je usmeren u pravcu najbržeg opadanja pritiska, a po intenzitetu je jednak smanjenju pritiska u tom pravcu na jedinicu odstojanja. Vektor jednakog intenziteta koji deluje u istom pravcu samo u suprotnom smislu zove se ascendent pritiska. U matematici i fizici, a često i u teorijskoj meteorologiji, pod gradijentom se podrazumeva vektor koji smo ovde definisali kao ascendent. Slično govorimo o gradijentu i ascendentu temperature, gustine itd. Gradijent i ascendent pritiska stoje svuda normalno na izobarske površine.

Gradijent pritiska je manji što je veće odstojanje između dve izobarske površine. Sa povećanjem odstojanja smanjuje se gradijent i u graničnom slučaju, kada je odstojanje beskonačno, pritisak je svuda u polju jednak (konstantan) i gradijent pritiska je jednak nuli.

Ako sa $\frac{\partial p}{\partial n}$ označimo geometrijsku promenu pritiska na jedinicu odstojanja u pravcu n koji je normalan na izobarsku površinu, onda je vrednost

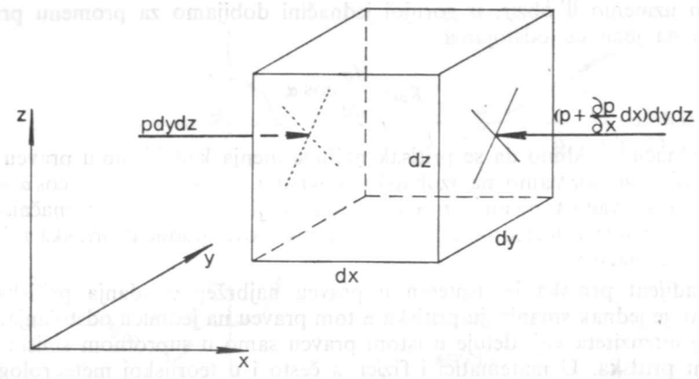
$$g_p=-\frac{\partial p}{\partial n}$$

po apsolutnoj vrednosti jednaka intenzitetu gradijenta pritiska. Ta vrednost, ukoliko nije jednaka nuli (tada je u polju pritisak svuda jednak), može biti ili pozitivna ili negativna. Pozitivna je tada kada je pravac n usmeren ovako da se n povećava kada idemo prema oblasti manjeg pritiska. Kada se pak n povećava kada idemo prema oblasti većeg vazdušnog pritiska, vrednost g_p je negativna. Odavde vidimo da znak koji stoji ispred izraza $\frac{\partial p}{\partial n}$ predstavlja smisao u kome gradijent deluje. Ako

je vrednost g_p pozitivna, znači da je gradijent usmeren u pravcu n, ako je pak negativna, gradijent je usmeren na suprotnu stranu. Zbog svih navedenih osobina vrednost g_p označava gradijent pritiska.

Gradijentna sila. Na svaki delić vazduha u atmosferi deluje vertikalno nadole sila teže. To znači da vazduh u atmosferi može biti u stanju mirovanja samo tada kada na njega jednovremeno deluje jednako velika sila na suprotnu stranu vertikalno uvis. Koja je to sila?

Zamislimo u atmosferi masu vazduha m koja zaprema prostor V (najviše nekoliko m³). Možemo zamisliti da se ta masa sastoji od bezbroj malih »elementarnih« pravouglih paralelopipeda čije ivice dx, dy, dz leže u pravcu osa x, y, z ortogonalnog koordinatnog sistema x, y, z. Jedna od ovih prizmi prikazana je na sl. 7.



Sl. 7. Gradijentna sila u pravcu x kao razlika dve sile pritiska koje deluju u tom pravcu.

Na posmatranu elementarnu prizmu deluju spolja sa svih strana sile pritiska okolnog vazduha. Tako u pravcu x deluje spolja sila pritiska $p\,dy\,dz$ gde je p pritisak na onom mestu (sl. 7). Slično na drugu od ovih dveju strana deluje u suprotnom smislu sa spoljašnje strane sila pritiska $\left(p+\frac{\partial p}{\partial x}\,dx\right)dy\,dz$ gde $\frac{\partial p}{\partial x}$ znači, u saglasnosti sa gore navedenim načinom označavanja, promenu pritiska na jedinicu odstojanja u pravcu x. Razlika

$$p\,dy\,dz-\left(p+\frac{\partial p}{\partial x}\,dx\right)dy\,dz=-\frac{\partial p}{\partial x}\,dx\,dy\,dz$$

između prve i druge navedene sile je rezultanta sila pritiska koje sa spoljašnje strane deluju u pravcu x na posmatrani elementarni kvadar.

Kao na izabrani, tako i na svaki drugi takav kvadar, sastavni deo posmatranog delića mase m i zapremine V, deluje u pravcu x analogna sila. Ako zamislimo da su dimenzije delića mase m tako male da možemo pretpostaviti da je na mestu gde se on nalazi vrednost $-\frac{\partial p}{\partial x}$ svuda jednaka, onda je ukupna sila koja zbog raspodele

pritiska na onom mestu deluje na delić u pravcu x prosto jednaka proizvodu iz vrednosti $-\frac{\partial p}{\partial x}$ i zbira svih zapremina elementarnih kvadra. Taj zbir je jednostavno zapremina V delića, tako da je rezultanta sila pritiska koje deluju u pravcu x na posmatrani delić $-V\frac{\partial p}{\partial x}$.

Slično dobijamo za odgovarajuće komponente u pravcima y i z vrednosti $-V\frac{\partial p}{\partial y}$ i $-V\frac{\partial p}{\partial z}$.

Sila koja ima u pravcima x, y, i z komponente

$$\left(-V\frac{\partial p}{\partial x},\quad -V\frac{\partial p}{\partial y},\quad -V\frac{\partial p}{\partial z}\right)$$

zove se gradijentna sila.

Zamislimo da je pravac x usmeren u pravcu gradijenta pritiska ($x=n$). U tom slučaju je $\frac{\partial p}{\partial y}=\frac{\partial p}{\partial z}=0$. Odavde zaključujemo da gradijentna sila deluje u pravcu gradijenta pritiska od visokog ka niskom pritisku (v. i str. 23). Ona je srazmerna zapremini V delića i intenzitetu gradijenta $\left|\frac{\partial p}{\partial n}\right|$ i ne zavisi od mase delića, što znači da bi na onom mestu ona delovala jednakom silom na ma koje telo koje bi se tamo nalazilo i zapremalo jednaku zapreminu V (ma kakvog oblika).

U mirnoj atmosferi gradijentna sila deluje uvis i to je tražena sila koja drži ravnotežu sili teže.

Glavna sila koja pokreće vazdušne mase u atmosferi je gradijentna sila, a posebno još njena horizontalna komponenta: $-V\frac{\partial p}{\partial h}\left(-\frac{\partial p}{\partial h}\right.$ horizontalna komponenta gradijenta pritiska$\left.\right)$. Kao što ćemo videti kasnije, od horizontalnog gradijenta vazdušnog pritiska (koji stoji normalno na izobare), u najvećoj meri zavisi brzina strujanja vazduha u atmosferi.

Kolika je gradijentna sila i kolike su njene komponente u vertikalnom i horizontalnom pravcu videćemo kasnije.

Oznake za gradijent i gradijentnu silu. Gradijentna sila kao vektor često se piše u obliku $-V\nabla p$ gde je $-\nabla p$ gradijent pritiska sa komponentama $-\frac{\partial p}{\partial x}$, $-\frac{\partial p}{\partial y}$, $-\frac{\partial p}{\partial z}$ u pravcu osa x, y i z ortogonalnog koordinatnog sistema. Simbol ∇ zove se »nabla«. Slično se označava i gradijent ma koje druge skalarne veličine. Komponenta gradijenta pritiska i komponenta gradijentne sile u horizontalnom pravcu često se piše u obliku $-\nabla_h p$ odnosno $-V\nabla_h p$ gde je $\nabla_h p=\left(\frac{\partial p}{\partial x},\ \frac{\partial p}{\partial y},\ 0\right)$, ako ose x i y leže u horizontalnoj ravni.

2. GUSTINA I TEMPERATURA VAZDUHA

Pojam gustine i specifične zapremine. Videli smo da su sile kojima atmosfera deluje na predmete na Zemlji velike. Ove velike sile čovek ne oseća. Ali ipak, one ponekad dolaze do vidnog izražaja. Setimo se samo uništavajućih oluja kako obaraju drveća i nose krovove sa kuća ili možda vazdušnih talasa sa razornim dejstvima prilikom prostiranja od mesta eksplozije na sve strane. U takvim trenucima osećamo da je vazduh telo sa nekom određenom masom.

Kolika je masa vazduha?

Izmerimo težinu zatvorenog suda u kome se nalazi vazduh. Posle toga odstranimo pumpom iz suda vazduh i izmerimo težinu praznog suda. Razlika između prve i druge izmerene težine je očigledno težina vazduha koji se na početku nalazio u sudu. Deljenjem dobivene vrednosti sa ubrzanjem teže g dobijamo konačno masu vazduha u sudu.

Masa vazduha u srazmerno maloj jedinici zapremine zove se gustina vazduha. Ako se u srazmerno malom prostoru V nalazi masa m vazduha, onda je, prema tome, gustina vazduha

$$\rho = \frac{m}{V} \qquad [\rho] = [\mathrm{kg\,m^{-3}}]$$

U metar-kilogram-sekundarnom (MKS) sistemu jedinica, jedinica za gustinu je 1 $\mathrm{kg\,m^{-3}}$. Gustina je određena samo jednim brojem, što znači da je skalarna veličina.

Važan pojam u meteorologiji je i specifična zapremina, tj. zapremina α koju zauzima srazmerno mala jedinica mase vazduha. Ako srazmerno mala masa m vazduha zaprema prostor V, onda je očigledno

$$\alpha = \frac{V}{m} = \frac{1}{\rho} \qquad [\alpha] = [\mathrm{m^3\,kg^{-1}}]$$

Prema tome, specifična zapremina jednaka je recipročnoj vrednosti gustine. Iz definicije za gustinu i specifičnu zapreminu proizlazi da je

$$\alpha\rho = 1.$$

Određivanje gustine vazduha. Za merenje gustine vazduha u meteorologiji se obično ne upotrebljavaju posebni instrumenti, već se ona određuje posredno pomoću podataka o vazdušnom pritisku i temperaturi vazduha.

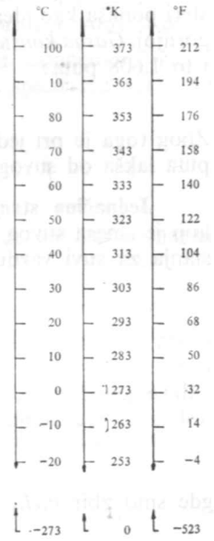
Poznato je da gustina vazduha zavisi od temperature i pritiska. Ona zavisi i od vodene pare koju vazduh sadrži. Na koji način zavisi gustina vazduha od pomenutih veličina i vodene pare videćemo kasnije.

Temperatura — pojam i skale. Temperaturom izražavamo stepen zagrejanosti tela. To je, slično kao pritisak, skalarna veličina. Za određivanje temperature u nauci se najviše upotrebljavaju Celzijusova (Celsius) skala (0 °C kada se pod normalnim vazdušnim pritiskom čista voda smrzava, 100 °C kada čista voda pod normalnim pritiskom ključa) i apsolutna skala (0° aps. = apsolutna nula pri najmanjoj mogućoj temperaturi —273,15 °C, jedan stepen jednak kao kod Celzijusove skale). Stepeni u apsolutnoj skali označavaju se sa ° aps. ili °K (Kelwin) u čast velikog engleskog fizičara Lorda Kelvina. Temperatura izražena u Celzijusovoj skali označava se obično sa t, u apsolutnoj sa T. To će biti slučaj i u ovoj knjizi. Na osnovu rečenog vidimo da je $T = 273{,}15 + t$.

Često se upotrebljava, naročito u zemljama gde se govori engleski, Farenhajtova (Fahrenheit) skala. Ovde je interval od tačke mržnjenja do tačke ključanja čiste vode podeljen na 180 delova. Pri temperaturi 0 °C je 32 °F (Farenhajta) i sa zagrevanjem se temperatura, izražena u Fahrenhajtovim stepenima, kao kod Celzijusove skale, povećava. Lako se možemo uveriti da između Celzijusovih (C) i Fahrenhaitovih (F) stepeni postoji sledeći odnos

$$\frac{C}{100} = \frac{F-32}{180}$$

Iz ove jednačine vidimo npr. da je 0 °F = —17,8 °C i 100 °F = 37,8 °C. Vezu između Celzijusove, apsolutne i Farenhaitove skale grafički prikazuje sl. 8.



Sl. 8. Upoređenje skala temperature.

Gustina vazduha kao zbir gustine suvog vazduha i gustine vodene pare. Zamislimo srazmerno malu masu m *vlažnog vazduha* koji u atmosferi zaprema prostor V. Ta masa m jednaka je zbiru iz mase m_s suvog vazduha i mase m_v vodene pare, koji popunjavaju posmatrani prostor zapremine V:

$$m = m_s + m_v$$

Deljenjem ove jednačine zapreminom V dobijamo jednačinu

$$\rho = \rho_s + \rho_v,$$

gde su redom

$$\rho = \frac{m}{V}, \quad \rho_s = \frac{m_s}{V}, \quad \rho_v = \frac{m_v}{V}$$

gustina vlažnog vazduha, suvog vazduha, odn. vodene pare na mestu gde se posmatrani vazduh nalazi.

Apsolutna vlažnost. U meteorologiji se gustina vodene pare obično izražava u gramima po kubnom metru. Tako izražena gustina zove se apsolutna vlažnost a. Očigledno je $a = 1000\,\rho_v$ ako ρ_v izražavamo u jedinicama $\mathrm{kg\,m^{-3}}$.

Jednačina stanja suvog vazduha. Vazduh koji se nalazi u atmosferi ponaša se kao idealan (savršen) gas, tj. gas u kome među molekulima ne deluju nikakve (međumolekulske, kohezione) sile.

Za svaki idealni gas važi jednačina stanja

$$pV = mRT$$

Ovde znače: p pritisak, T apsolutnu temperaturu vazduha mase m koji se nalazi u srazmerno maloj zapremini V, a R *individualnu* ili *Klauzijusovu* (*Clausius*) *gasnu konstantu vazduha*. Ova jednačina dobro nam je poznata iz fizike i pošto povezuje osnovne termodinamičke veličine vazduha: pritisak (p), temperaturu (T) i zapreminu vazduha (V) za teorijsku meteorologiju je od posebnog značaja. Za suvi vazduh je

$$R = R_s = 287{,}05\ \mathrm{m^2\,sec^{-2}\,grad^{-1}}$$

Ako vazdušni pritisak izražavamo u milibarima, mesto ove vrednosti treba uzeti 100 puta manju. Iz dobijene jednačine stanja proizlazi npr. da se pri pritisku $p = 1000$ mb i temperaturi $T = 273\,°$ aps. ($= 0\,°C$) u zapremini $V = 1\ m^3$ nalazi masa $m = 1000 \cdot 2{,}871 \cdot 273{,}1\ kg = 1{,}276\ kg$. Pod ovim uslovima je, prema tome, gustina suvog vazduha $\rho_s = 1{,}276\ kg\ m^{-3}$.

Jednačina stanja vodene pare. Slično kao suv vazduh i vodena para se u atmosferi ponaša kao idealni gas i za nju važi jednačina stanja koja je po obliku jednaka gornjoj. *Gasna konstanta vodene pare* R_v je veća od gasne konstante R_s suvog vazduha i to 1,608 puta:

$$R_v = 1{,}608\ R_s$$

Zbog toga je pri jednakom pritisku i pri jednakoj temperaturi vodena para 1,608 puta lakša od suvog vazduha koji zaprema isti prostor.

Jednačina stanja vlažnog vazduha, specifična vlažnost. Za vazduh mase m koji je smesa suvog vazduha mase m_s i vodene pare mase m_v vezane su jednačine stanja za suvi vazduh i za vodenu paru:

$$p_s V = m_s R_s T \quad \text{i} \quad eV = m_v R_v T$$

Ovde smo sa p_s i e označili parcijalne pritiske pod kojima se nalaze suvi vazduh i vodena para koji se međusobno pomešani nalaze pri temperaturi T u prostoru V. Sabiranjem ove dve jednačine i uzimanjem u obzir Daltonov zakon ($p = p_s + e$, II. 1) dobijamo jednačinu stanja vlažnog vazduha

$$pV = mRT$$

gde smo zbir $m_s R_s + m_v R_v$ zamenili izrazom mR:

$$mR = m_s R_s + m_v R_v$$

Ovom jednačinom je definisana *gasna konstanta* R *vlažnog vazduha*. Ako pišemo $m_v R_v = m_v \cdot 1{,}608\ R_s = m_v R_s + 0{,}608\ m_v R_s$ i uzmemo u obzir da je $m = m_s + m_v$, dobijenu jednačinu možemo pisati u obliku

$$mR = (m + 0{,}608\ m_v)\ R_s$$

Odavde dobijamo za gasnu konstantu vlažnog vazduha

$$R = R_s\,(1 + 0{,}608\ q)$$

gde je

$$q = \frac{m_v}{m}$$

tzv. specifična vlažnost vazduha, tj. veličina bez dimenzije koja nam očigledno predstavlja masu vodene pare koja se nalazi u jedinici mase vlažnog vazduha.

Vidimo da gasna konstanta vlažnog vazduha zavisi od sadržine vodene pare u vazduhu i da je tim veća što je veće q, što je veća masa vodene pare u jedinici mase vlažnog vazduha. Gasna konstanta vlažnog vazduha u stvari nije konstantna vrednost, ona je konstantna samo za određeno q.

Ako uzmemo u obzir da je $V/m = \alpha$ i $m/V = \rho$, onda možemo jednačinu stanja vlažnog vazduha pisati i u obliku

$$p\alpha = RT \quad \text{ili} \quad p = R\rho T$$

Kolika je gustina vlažnog vazduha pod raznim uslovima videćemo kasnije. U svakom slučaju, ne razlikuje se mnogo od gustine suvog vazduha pri jednakoj temperaturi i jednakom pritisku. Ovde želimo naglasiti da je pri jednakoj temperaturi i jednakom pritisku gustina tim manja što je vazduh vlažniji, drugim rečima što je veća gasna konstanta vlažnog vazduha.

Izračunavanje specifične vlažnosti. Specifična vlažnost je važna meteorološka veličina, koju možemo izraziti pomoću vazdušnog pritiska i pritiska vodene pare.

Deljenjem jednačine stanja vodene pare $eV = m_v R_v T$ sa jednačinom stanja vlažnog vazduha $pV = mRT$ i uzimanjem u obzir definiciju specifične vlažnosti dobijamo

$$\frac{e}{p} = \frac{R_v}{R} q$$

Ako uzmemo u obzir da je $R_v = 1{,}608\ R_s$ i $R = R_s\,(1 + 0{,}608\ q)$, dobijamo odavde posle kratkog izračunavanja

$$q = 0{,}622\,\frac{e}{p - 0{,}378\ e}$$

Parcijalni pritisak vodene pare e uvek je, kao što ćemo videti kasnije, mnogo manji od vazdušnog pritiska p. Zbog toga možemo često u imenitelju drugi član u poređenju sa prvim zanemariti. Time dobijamo za specifičnu vlažnost sledeću približnu vrednost:

$$q = 0{,}622\,\frac{e}{p}$$

Za praktične potrebe ta jednačina daje potpuno zadovoljavajuće rezultate. Pri $p = 1000$ mb i $e = 20$ mb (što predstavlja već veliku vrednost), bila bi tačna vrednost za specifičnu vlažnost $12{,}44\ g\ kg^{-1}$, a približna, izračunata iz poslednjeg obrasca, $12{,}54\ g\ kg^{-1}$.

Izračunavanje gasne konstante vlažnog vazduha. Ako u jednačini kojom je definisana gasna konstanta vlažnog vazduha mesto q pišemo dobijenu vrednost za q, dobijamo

$$R = R_s\left(1 + 0{,}378\,\frac{e}{p}\right)$$

Ova jednačina je podesna za izračunavanje gasne konstante i to zbog toga što se merenjem lako određuje i p i e. Kako se određuje parcijalni pritisak vodene pare u atmosferi i koliko on iznosi videćemo kasnije.

Virtuelna temperatura. Gasna konstanta vlažnog vazduha je veća od gasne konstante suvog vazduha. Znači: pri jednakom pritisku i jednakoj temperaturi vlažan vazduh je ređi od suvog. Da bi pri jednakom pritisku gustina suvog vazduha bila jednaka gustini vlažnog, mora biti prema tome suvi vazduh nešto topliji. Temperatura pri kojoj je pri jednakom pritisku gustina suvog vazduha jednaka gustini vlažnog vazduha zove se virtuelna temperatura.

Gustina vlažnog vazduha je $\rho = \frac{p}{R_s (1 + 0{,}608\, q)\, T}$. Gustina suvog vazduha pri temperaturi T_v i pod jednakim pritiskom je $\rho_s = \frac{p}{R_s T_v}$. Iz jedne i druge jednačine proizlazi da je $\rho = \rho_s$ kada je

$$T_v = (1 + 0{,}608\, q)\, T$$

što nam, prema gornjoj definiciji, predstavlja virtuelnu temperaturu vlažnog vazduha. Ako uzmemo u obzir jednačinu za specifičnu vlažnost, možemo virtuelnu temperaturu pisati i u obliku

$$T_v = \left(1 + 0{,}378\, \frac{e}{p}\right) T$$

Napominjemo da se iz jednačine odmah vidi da je virtuelna temperatura suvog vazduha ($e = 0$) jednaka stvarnoj temperaturi.

Diferencijalni oblik jednačine stanja vlažnog vazduha. Prilikom kretanja u atmosferi obično se menja i temperatura i pritisak vazduha. Zbog isparavanja vode (kada se vazduh kreće pored mokrih i vlažnih površina, kada isparavaju kapljice vode i snežni kristalići sastavni delovi oblaka itd.) ili zbog kondenzacije vodene pare može da se menja i masa vazduha. Za vreme kretanja vazduha mase m mogu se prema tome na srazmerno kratkom putu pojaviti promene dp, dT, dV, dm i dR pritiska p, temperature T, zapremine V, mase m i gasne konstante R datog vazduha (vlažnog). Sve te promene nisu međusobno nezavisne, pošto su vezane za jednačinu stanja vlažnog vazduha, prema kojoj je

$$(p + dp)\ (V + dV) = [mR + d\,(mR)]\ (T + dT)$$

ili

$$pV + V dp + p dV + dp\ dV = mRT + T d\,(mR) + mR dT + d\,(mR)\, dT.$$

Pre no što je došlo do navedenih promena bilo je, prema jednačini stanja $pV = mRT$, što znači da se prvi član na levoj strani potire sa prvim članom na desnoj strani. Pretpostavili smo da su nastale promene srazmerno male (neke od njih mogu biti i jednake nuli). Zbog toga su članovi u kojima postoje proizvodi dve male vrednosti uvek zanemarljivo mali, tako da je

$$V dp + p dV = T d\,(mR) + m R dT.$$

Ako smatramo da se masa vazduha

$$m = m_s + m_v$$

može menjati samo zbog menjanja mase m_v vodene pare (pri isparavanju $dm_v > 0$, pri kondenzaciji $dm_v < 0$), onda iz jednačine za gasnu konstantu vlažnog vazduha proizlazi da je

$$d(mR) = R_v dm_v = R_v dm.$$

Kad ovo uzmemo u obzir, dobijamo iz gornje jednačine

$$V dp + p dV = m R dT + R_v T dm$$

što predstavlja diferencijalni oblik jednačine stanja vlažnog vazduha.

Sličnim postupkom nalazimo i diferencijalni oblik jednačine gasnog stanja koja sadrži gustinu, odn. specifičnu zapreminu vazduha. Ako se u ovom slučaju zadovoljimo specijalnim slučajem kada se masa vazduha, a time i R, ne menja, onda važi

$$\frac{dp}{p} + \frac{d\alpha}{\alpha} = \frac{dT}{T} \text{ ili } \frac{dp}{p} = \frac{d\rho}{\rho} + \frac{dT}{T}$$

Izobarske, izosterijske i izotermijske promene stanja vazduha. Srazmerno male promene veličina stanja vazduha vezane su za napisane jednačine, o čemu moramo uvek strogo voditi računa. Kakve mogu biti te promene, postoje najraznovrsnije mogućnosti.

Ako se za vreme kretanja ne menja vazdušni pritisak, govorimo o izobarskim, ako se ne menja gustina ili temperatura, govorimo o izosterskim, odn. izotermijskim promenama vazduha. Ako se pri tome ne menja masa vazduha, onda je prema gornjim jednačinama

$$-\frac{d\alpha}{\alpha} + \frac{dT}{T} = 0 \text{ za izobarska kretanja } (dp = 0),$$

$$\frac{dp}{p} - \frac{dT}{T} = 0 \text{ za izosterijska kretanja } (d\alpha = d\rho = 0) \text{ i}$$

$$\frac{dp}{p} + \frac{d\alpha}{\alpha} = 0 \text{ za izotermijska kretanja } (dT = 0)$$

Neka je pri pritisku $p = 1000$ mb temperatura suvog vazduha $T = 300$ °K ($= 27$ °C). Specifična zapremina tog vazduha bila bi $\alpha = RT/p = 2{,}87 \cdot 300/1000\ \text{m}^3\,\text{kg}^{-1} = 0{,}861\ \text{m}^3\,\text{kg}^{-1}$. Takav vazduh mogao bi pretrpeti npr. sledeće promene stanja:

$$\text{pri } dT = \pm 1\,^\circ\text{C} \text{ bilo bi } \begin{cases} d\alpha = \alpha \dfrac{dT}{T} = \pm 2{,}87\ \text{dm}^3\,\text{kg}^{-1} \text{ za } dp = 0 \\ dp = p\, dT/T = \pm 3{,}3\ \text{mb} \text{ za } d\alpha = 0 \end{cases}$$

pri $d\alpha = \pm 1\ \text{dm}^3\,\text{kg}^{-1}$ bilo bi $dp = \pm p\, d\alpha/\alpha = \pm 1{,}16$ mb za $dT = 0$.

3. UNUTRAŠNJA ENERGIJA VAZDUHA I PRVI PRINCIP TERMODINAMIKE

Pojam unutrašnje energije vazduha. Zamislimo u atmosferi delić vazduha pod normalnim pritiskom jedne atmosfere (10 tona m^{-2}). Kad bismo taj vazduh zatvorili u sud sa jakim zidovima i preneli ga u bezvazdušni prostor (na vrh atmosfere), onda posle prenosa ne bi više delovale sile pritiska okolnog vazduha na sud sa spoljašnje strane. Na zidove suda delovao bi samo zatvoreni vazduh i to silom od 10 tona po kvadratnom metru kao pre. Ako bismo sada, posle prenosa, u zidu suda napravili neki otvor, zatvoreni vazduh bi počeo da struji napolje i pri tome bi mogao vršiti rad. Vazduh dakle sadrži, iako je u stanju mirovanja, neku energiju. To je unutrašnja (toplotna) energija vazduha i, kao što ćemo videti, ona je tim veća što je vazduh topliji.

Kako se menja unutrašnja energija vazduha dovođenjem toplote pri konstantnoj zapremini. Zamislimo da vazduhu mase m pri nepromenjenoj zapremini dovedemo toplotu dQ_m (sl. 9). U saglasnosti sa eksperimentom u tom slučaju je

$$dQ_m = m\, c_v dT \quad (dV = 0),$$

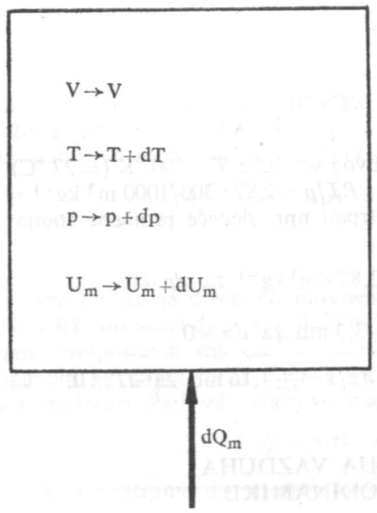
gde je dT nastala promena temperature vazduha, a c_v specifična toplota (nezasićenog) vazduha pri konstantnoj zapremini. Za vazduh je, nezavisno od temperature,

$$c_v = 0{,}17 \text{ kcal kg}^{-1}.$$

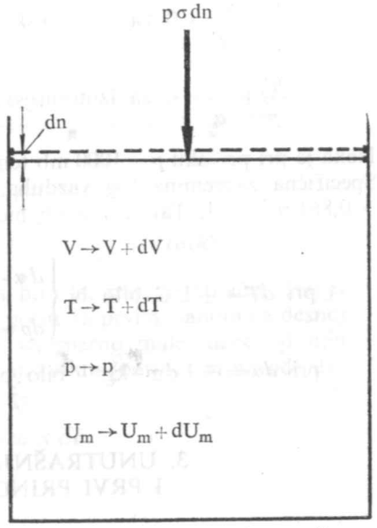
Vazduhu se za vreme dovođenja toplote zapremina nije menjala. Zbog toga je on dovedenu toplotu primio u celini, što znači da se pri tome njegova unutrašnja energija U_m promenila tačno za toliko koliko je toplote primio:

$$dU_m = m\, c_v dT \quad (dV = 0).$$

Napisane jednačine važe, svakako, i za odvođenje toplote ($dQ < 0$). U tom slučaju bi došlo do pada temperature ($dT < 0$) i do smanjenja unutrašnje energije ($dU_m < 0$).



Sl. 9. Povećanje unutrašnje energije vazduha zbog dovođenja toplote pri konstantnoj zapremini.



Sl. 10. Povećanje unutrašnje energije vazduha zbog vršenja rada.

Menjanje unutrašnje energije vršenjem rada. Unutrašnju energiju vazduha možemo promeniti još na jedan, bitno drukčiji, način: mehaničkim radom, dakle bez dovođenja toplote.

Zamislimo vazduh mase m zatvoren u sudu cilindričnog oblika sa horizontalnom osnovicom i pokretnim klipom koji bez trenja hermetički zatvara vazduh. Zatvoreni vazduh deluje na klip silom $P = \sigma p$, gde je σ površina klipa, a p pritisak

vazduha u sudu. Za srazmerno malo smanjenje ($-dV$) zapremine V vazduha zatvorenog u sudu potrebno je obaviti rad

$$dW = p\sigma dn = -p\, dV.$$

Ovde dn znači dužinu pomaka klipa (sl. 10).

Za obavljeni rad bila je potrebna energija. Ta energija je, prema zakonu o održanju energije, po vrednosti jednaka izvršenom radu dW i pod pretpostavkom da se pri tome zidovi suda nisu zagrejali, u celini je prešla u zatvoreni vazduh u sudu. Ako pretpostavimo da je vazduh u sudu u stanju mirovanja i da za vreme menjanja zapremine nije ni primio ni predao toplotu (zračenjem ili toplotnom provodnošću), to je zbog rada — $p\, dV$ moglo doći samo do promene dU_m unutrašnje energije U_m vazduha. Prema tome je

$$dU_m = -p\, dV \quad (dQ_m = 0).$$

Dobijena jednačina važi i za slučaj kada je $dV > 0$, kada se dakle zapremina zatvorenog vazduha poveća. U tom slučaju se unutrašnja energija smanji ($dU_m < 0$). Da je to stvarno tako, vidimo na sledećem primeru:

Neka se posmatrani sud nalazi u bezvazdušnom prostoru. U tom slučaju bismo određenim opterećenjem klipa postigli da klip zajedno sa tegom drži ravnotežu sili pritiska zatvorenog vazduha. Ako je npr. pritisak u sudu 1 atm = 10 tona m^{-2} i ako je površina klipa 1 m^2, trebalo bi da teg zajedno sa klipom teži 10 tona (sl. 11)! Ako bi sada zbog smanjenja težine tega došlo do povećanja zapremine zatvorenog vazduha i time do izvesnog podizanja tega sa klipom (npr. za dn), onda bi teg zajedno sa klipom dobio na potencijalnoj energiji polja teže. To povećanje energije bilo bi jednako radu ($= p\sigma dn = p\, dV$), koji bi zbog dejstva sile pritiska $p\sigma$ izvršio zatvoreni gas. Energija potrebna za izvršenje tog rada mogla je da se crpi samo u unutrašnjoj energiji vazduha, tako da je promena te unutrašnje energije negativna ($dU_m < 0$), što je u saglasnosti sa gornjom jednačinom.

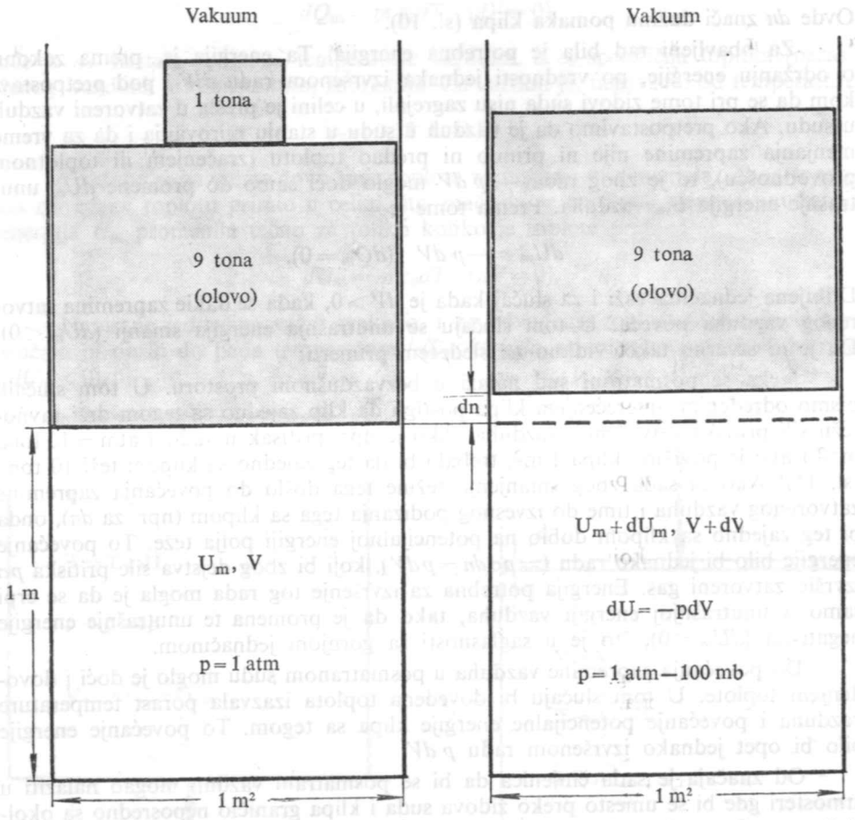
Do povećanja zapremine vazduha u posmatranom sudu moglo je doći i dovođenjem toplote. U tom slučaju bi dovedena toplota izazvala porast temperature vazduha i povećanje potencijalne energije klipa sa tegom. To povećanje energije bilo bi opet jednako izvršenom radu $p\, dV$.

Od značaja je sada činjenica da bi se posmatrani vazduh mogao nalaziti u atmosferi gde bi se umesto preko zidova suda i klipa graničio neposredno sa okolnom atmosferom (i predstavljao samo deo atmosfere). U tom bi slučaju pomenuta energija dE_0 potrebna za izvršenje rada $p\, dV$ prilikom povećanja dV zapremine V u celini odlazila u okolnu atmosferu. I tada bi važila gornja jednačina, i to nezavisno od toga na koji način bi došlo do promene dV zapremine V posmatranog vazduha.

Menjanje unutrašnje energije vazduha pod opštim uslovima. Videli smo da se unutrašnja energija vazduha može menjati na dva bitno različita načina: dovođenjem i odvođenjem toplote i vršenjem rada pod dejstvom sila pritiska prilikom menjanja njegove zapremine. Ali, u opštem slučaju, vazduhu se u atmosferi jednovremeno i dovodi ili odvodi toplota i menja se zapremina u vezi sa promenama vazdušnog pritiska. Pitanje je sada kako u tom opštem slučaju izraziti promenu unutrašnje energije vazduha.

Džaul (Joule) je napravio vrlo značajan eksperiment kojim je pokazao da unutrašnja energija idealnog gasa zavisi samo od temperature. Uzeo je dve metalne

boce, spojene preko čvrste cevi sa ventilom. Jedna je boca bila napunjena gasom, a u drugoj je bio vakuum. Obe boce stajale su u kalorimetru. Otvaranjem ventila



Sl. 11. Pretvaranje unutrašnje energije vazduha u energiju okolne sredine (u potencijalnu energiju).

vazduh iz napunjene boce je počeo da ispunjava praznu bocu sve dok pritisci u bocama nisu bili jednaki. Eksperimenat je pokazao da posle otvaranja ventila nije došlo ni do kakve promene ukupnog toplotnog stanja sistema. Naravno, ona boca u kojoj je na početku bio vazduh hladila se za vreme izjednačavanja pritiska, a druga se zagrevala, i to tako da je na kraju, posle smirenja i izjednačenja temperature, temperatura u kalorimetru bila jednaka kao na početku. Sličan eksperiment je već ranije napravio Gej Lisak (Gay-Lussac), a to je koristio Robert Majer (Robert Mayer) prilikom svog izračunavanja mehaničkog ekvivalenta toplote.

U prikazanom eksperimentu vazduh kao celina nije vršio nikakav rad. Zbog toga se njegova ukupna količina unutrašnje energije nije ništa promenila, a posle smirenja i izjednačenja temperature, temperatura je bila jednaka kao na početku.

Možemo zamisliti razne zapremine na koje se proširio vazduh pod navedenim uslovima Džaulovog (Joule) eksperimenta i uvek bi vazduh imao jednaku unutrašnju energiju (kao celina nije vršio nikakav rad) i (posle smirenja) jednaku temperaturu kao na početku, ali čas bi bio pod ovakvim, čas pod onakvim pritiskom. Unutrašnja energija vazduha zavisi, dakle, samo od temperature i ne od toga kakav prostor zaprema vazduh i pod kakvim pritiskom se nalazi. To svakako ne znači da se vazduhu kome se menja zapremina ne može menjati unutrašnja energija. Pod tim uslovom ona se menja uvek tada i samo tada kada mu se jednovremeno menja i temperatura.

Sad stojimo pred pitanjem: na koji način unutrašnja energija nezasićenog vazduha zavisi od temperature?

Videli smo da se prilikom dovođenja toplote vazduhu mase m pri konstantnoj zapremini njegova unutrašnja energija promeni za

$$dU_m = mc_v dT$$

gde dT znači promenu temperature, koja se pri tome pojavi. Pre dovođenja toplote unutrašnja energija U_m tog vazduha bila je, u saglasnosti sa Džaulovim eksperimentom, određena samo njegovom temperaturom nezavisno od toga kakav je prostor vazduh zapremao i pod kakvim se pritiskom nalazio. Zbog povećanja temperature za dT unutrašnja energija se povećala za dU_m, i to opet potpuno nezavisno od toga kakav je prostor vazduh pri tome zauzeo i pod kakav pritisak je došao. Znači: vazduh mase m pri temperaturi $T+dT$ sadrži u svakom slučaju za $mc_v dT$ više unutrašnje energije nego što je sadrži pri temperaturi T. Gornja jednačina za promenu unutrašnje energije važi dakle uopšte, bez ikakvog ograničenja, potpuno nezavisno od toga na koji način je došlo do promene temperature:

$$dU_m = mc_v dT$$

Unutrašnja energija je uglavnom jednaka toplotnoj energiji vazduha, tj. kinetičkoj energiji neuređenog kretanja molekula, rotacionog kretanja molekula i energiji unutrašnjih oscilacija. Delom je posledica i dejstva međumolekulskih sila, tako da svaki molekul ima u odnosu na ostale neku potencijalnu energiju (*unutrašnja potencijalna energija*). Kod idealnih gasova unutrašnja potencijalna energija ne postoji, a kod vodene pare srazmerno je vrlo velika i, kao što ćemo videti, jednaka unutrašnjoj toploti isparavanja.

Specifična toplota vazduha pri konstantnom pritisku. Ako vazduhu mase m dovedemo dQ_m toplote pri konstantnom pritisku dođe do povećanja temperature tog vazduha (za dT), koje je, slično kao u slučaju dovođenja pri konstantnoj zapremini, srazmerno dovedenoj toploti:

$$dQ_m = mc_p dT$$

Za razliku od pre faktor proporcionalnosti c_p, tj. specifična toplota vazduha pri konstantnom pritisku, je veći i iznosi, nezavisno od temperature,

$$c_p = 0{,}24 \text{ kcal kg}^{-1} \text{ grad}^{-1}$$

Veza između specifičnih toplota vazduha. Na osnovu gore izloženog nije teško odgovoriti na pitanje čime je uslovljena razlika između specifičnih toplota c_p i c_v. Na to pitanje prvi je odgovorio nemački lekar i fizičar Robert Majer (Meyer),

koji je 1842. godine upozorio naučnu javnost da postoji tačno određeni odnos između rada i toplote. Time je naslutio da u prirodi postoji princip o održanju energije, koji je 1847. godine formulisao Helmholc.

Pri konstantnom pritisku jednom kilogramu vazduha potrebno je dovesti $c_p dT$ toplote pa da se pri tome temperatura poveća za dT. Za jednako povećanje temperature potrebno je ovolikoj masi dovesti pri konstantnoj zapremini manje, tj. $c_v dT$ toplote. Iako smo u prvom slučaju doveli $(c_p - c_v)dT$ toplote više nego u drugom, u oba slučaja došlo je do jednakog porasta unutrašnje energije vazduha (za $c_v dT$). Ta razlika javlja se zbog toga što je prilikom dovođenja toplote pri konstantnom pritisku došlo do povećanja zapremine pod dejstvom sila pritiska, tako da je vazduh vršio rad i utrošio izvesnu količinu energije koja je jednaka izvršenom radu.

Izvršeni rad nije teško izračunati:

Iz diferencijalnog oblika jednačine gasnog stanja (II. 2) proizlazi da se prilikom promene temperature za dT zapremina posmatranog vazduha (mase $m = 1$ kg) promeni pri konstantnom pritisku za

$$dV = \frac{RdT}{p}.$$

Pri tome je vazduh izvršio rad

$$pdV = p\frac{RdT}{p} = RdT,$$

koji je, prema rečenom, jednak višku $(c_p - c_v)\,dT$ koji se nije u vidu unutrašnje energije zadržao u vazduhu, već je prešao u okolnu sredinu. Upoređenjem jedne i druge vrednosti dobijamo

$$(c_p - c_v)\ \text{kcal} = R\ \text{kg m}^2\ \text{sec}^{-2}.$$

Za nezasićeni vazduh je

$$\frac{c_p - c_v}{R} = \frac{(0{,}24 - 0{,}17)\ \text{kcal kg}^{-1}\ \text{grad}^{-1}}{287\ \text{m}^2\ \text{sec}^{-2}\ \text{grad}^{-1}} = \frac{1}{4100}\ \text{kcal/kg m}^{-2}\ \text{sec}^{-2}$$

Ako bismo uzeli tačnije vrednosti, u imenitelju bismo mesto 4100 dobili 4186,8. Prema tome je

$$c_p - c_v = AR$$

gde je

$$A = \frac{1}{4186{,}8}\ \text{kcal/kg m}^{-2}\ \text{sec}^2.$$

Taj broj se zove *toplotni ekvivalent rada.* Recipročna vrednost

$$J = 4186{,}8\ \text{kg m}^2\ \text{sec}^{-2}\ \text{kcal}^{-1}$$

zove se *mehanički ekvivalent toplote.*

Vrednost A zavisi od jedinica u kojima smo izrazili specifične toplote i rad (gasnu konstantu). Ako toplotu izražavamo istim jedinicama kao rad, onda je $A = 1$ i

$$R = c_p - c_v$$

Dobivenu jednačinu ćemo još s uspehom koristiti.

Uticaj menjanja zapremine vazduha na temperaturu atmosfere. Kad pogledamo koliki je toplotni ekvivalent rada, vidimo da je jedna kilogramska kalorija ekvivalentna (jednako vredna) radu od $4187\ \text{kg m}^2\ \text{sec}^{-2} = 4187 : 9{,}81\ \text{m kp} = 427\ \text{m kp}$. Male promene temperature vazduha koje se u atmosferi javljaju treba da imaju, prema tome, za posledicu za naše predstave vrlo velike količine mehaničke energije. Tako npr. u toku dana, kada se vazdušni pritisak ne menja, zapremina vazduha se za vreme zagrevanja povećava. To znači da se pri tome atmosfera koja je dole ograničena od čvrstog zemljinog tla diže. Za dizanje vazduha u atmosferi potrebna je energija, a ona se crpi u unutrašnjoj energiji vazduha koji se zbog toga manje zagreva (zagreva se pri konstantnom pritisku, a ne pri konstantnoj zapremini) nego što bi se zagrevao kad se atmosfera ne bi jednovremeno dizala. Iz sličnih razloga, atmosfera se noću manje hladi. Ako taj efekat ne bi postojao, dnevna temperaturska amplituda (razlika između maksimalne i minimalne dnevne temperature) vazduha bila bi jednog mirnog dana $c_p/c_v = 1{,}4$ puta veća od stvarne, umesto 20 ° iznosila bi npr. 28 °C.

Prvi princip termodinamike. Videli smo da se unutrašnja energija vazduha može menjati na dva načina: dovođenjem i odvođenjem toplote ili radom koji vrši vazduh, odnosno okolna sredina prilikom menjanja njegove zapremine. Kad uzmemo u obzir ovo, kao i zakon o održanju energije, dolazimo do jedne jednačine kao polazne za tumačenje najraznovrsnijih zbivanja u atmosferi:

Neka delić vazduha mase m u srazmerno kratkom intervalu vremena dt primi toplotu dQ_m (to se dešava u vidu zračenja ili putem toplotne provodljivosti). Jednovremeno neka okolna atmosfera, zbog menjanja njegove zapremine, izvrši rad dW. Kao posledica ovih pojava došlo je jednovremeno do promene dU_m unutrašnje energije tog vazduha, do promene koja je jednaka zbiru iz dovedene toplote i izvršenog rada:

$$dU_m = dQ_m + dW$$

(rad, toplota i promena unutrašnje energije izražene u jednakim jedinicama).

Dobivena jednačina predstavlja analitički opšti oblik prvog principa termodinamike, koji u termodinamici izražava zakon o održanju energije.

Videli smo da rad dW predstavlja smanjenje $-dE_o$ količine energije okolne sredine. Zbog toga možemo gornju jednačinu pisati i u obliku

$$dQ_m = dU_m + dE_o, \text{ gde je } dE_o = -dW = pdV.$$

Znači: toplota koju primi delić vazduha u atmosferi delom se manifestuje u promeni unutrašnje energije delića koji je toplotu primio, a delom u promeni količine energije okolne sredine. Može se pokazati da je ta druga promena vezana za kompresioni talas (za zgušnjenje kada se za vreme dovođenja toplote zapremina delića poveća i za razređenje kada se za vreme odvođenja toplote zapremina smanji). Takav talas prenosi unutrašnju i kinetičku energiju u atmosferi sa jednog mesta na drugo i pri tome izaziva odgovarajuće promene stanja atmosfere. O ovoj vrsti prenosa energije sa svojim uticajima na zbivanja u atmosferi do danas skoro nije diskutovano.

Adijabatske promene. Vazduh je jedan od najslabijih provodnika toplote i providno je telo, tako da se zbog toplotne provodljivosti i zračenja temperatura vazduha često vrlo malo menja. Prilikom raznih proučavanja možemo zbog toga često pretpostaviti da se vazduh u atmosferi kreće adijabatski, tj. tako da na svom putu nigde niti prima niti daje toplotu, da je na svakom koraku $dQ_m = 0$.

Iz gornjih jednačina vidimo da se prilikom adijabatskih kretanja ($dQ_m = 0$) može menjati unutrašnja energija vazduha. To se dešava onda kada se na putu pod pritiskom okolnog vazduha menja zapremina vazduha (tada je $dW \neq 0$).

Drugi princip termodinamike. Iz iskustva je poznato da toplota nikada ne može sama od sebe, to znači bez spoljašnjih uticaja, preći sa hladnijeg na toplije telo. Nikada ne mogu same od sebe da se pojave u ravnomerno zagrejanom telu temperaturske razlike (Klauzius, 1850). Ne može se, dakle, samo od sebe pojaviti neko smanjenje toplote (unutrašnje energije), koja bi se pretvarala u neku drugu vrstu energije i pri tome vršila rad. Unutrašnja energija može se pretvoriti u mehaničku energiju samo pod uslovom da u sistemu u kome se to pretvaranje vrši postoje razlike u temperaturi. Prilikom ovakvog pretvaranja uvek jedan deo unutrašnje energije, neiskorišćen za rad, prelazi sa toplijeg na hladnije mesto. »Perpetuum mobile druge vrste« je nemoguć, što znači da je nemoguće konstruisati mašinu koja bi iz razervoara toplote, svuda podjednako zagrejanog (npr. iz mora), oduzimala toplotu (unutrašnju energiju) i istu upotrebila za vršenje rada. Polazeći od drugog principa termodinamike izvodi se jednačina iz koje se zaključuje da u prirodi postoji neka fizička veličina, *entropija*, koja je, slično kao unutrašnja energija, neka veličina stanja gasa i kod idealnog gasa zavisi samo od pritiska i temperature. Primenom jednačine drugog principa termodinamike na vodu može se izvesti jedna vrlo značajna jednačina, tzv. *Klauzijus—Klapejronova jednačina* (Clapeyron). Sa tom jednačinom i njenom primenom imaćemo priliku da se često susrećemo kasnije.

4. VODA

Prisustvo vode u atmosferi, bilo da je u gasovitom, tečnom ili čvrstom stanju, od posebnog je značaja za dinamiku strujanja vazduha u atmosferi. Bez nje ne bi bilo ni oblaka, ni padavina, temperatura vazduha bi se u toku godine i u toku dana, kao i sa geografskom širinom, mnogo jače menjala. Zbog svega toga voda zaslužuje našu posebnu pažnju i ovde ćemo opisati neke od njenih osnovnih osobina.

Zasićena, nezasićena i prezasićena vodena para. Zamislimo sud koji je delimično napunjen čistom vodom. Prostor u sudu iznad nivoa vode sadrži izvesnu količinu vodene pare, i to nezavisno od toga da li smo prethodno iz suda odstranili vazduh ili ne.

Vodena para u sudu je pod nekim pritiskom e koji se ne menja ako je temperatura konstantna, a tim je veći što je viša temperatura. Preko površine vode vrši se stalna razmena molekula vode između vode i vodene pare i za vreme ravnotežnog stanja (kada su temperatura i pritisak konstantni) je transport molekula preko vodene površine iz vode u gornji prostor jednak transportu na suprotnu stranu. U tom slučaju kažemo da je prostor u sudu iznad vode zasićen vodenom parom ili da je vodena para zasićena. O zasićenosti govorimo prema tome tada kada je pritisak vodene pare toliki koliki bi bio kada bi vodena para bila u ravnotežnom stanju iznad čiste vode sa ravnom površinom.

Možemo zamisliti da zasićenoj vodenoj pari dovedemo sa strane još vodene pare, tako da vodena para postaje prezasićena. U tom slučaju vodena para ne bi bila više u ravnoteži sa vodom i transport molekula vode iz vodene pare u vodu bio bi povećan, i to sve dotle dok se ponovo ne bi uspostavilo ravnotežno stanje. Do tog vremena vršila bi se na površini vode kondenzacija vodene pare.

Slično bi se posle izvesnog vremena uspostavilo ravnotežno stanje kada bismo iz gornjeg prostora odveli izvesnu količinu vodene pare. U tom slučaju vodena para bila bi nezasićena i do uspostavljanja ravnotežnog stanja voda bi isparavala.

Prezasićenost vodene pare može biti vrlo velika ako sud ne sadrži vodu (u tečnom ili čvrstom stanju) i ima potpuno čiste zidove. Takav sud može sadržati i četiri puta više vodene pare nego u slučaju zasićenosti, a do kondenzacije neće doći.

Pri temperaturi ispod 0°C postoje dve mogućnosti: u donjem delu posmatranog suda nalazi se ili prehlađena voda (str. 45) ili led. I u jednom i u drugom slučaju uspostavlja se, pri konstantnoj temperaturi, ravnoteža između vodene pare i vode, odnosno leda. Zbog toga govorimo o zasićenoj vodenoj pari u odnosu na prehlađenu vodu kao i u odnosu na led. Pritisak zasićene vodene pare u odnosu na led je, sem pri 0 °C, manji nego u odnosu na vodu. Pri 0 °C obe vrednosti su jednake.

Zasićeni, nezasićeni i prezasićeni vazduh. Kada se u posmatranom sudu, pored čiste vode ili čistog leda, nalazi i vazduh, ravnotežno stanje se tim teže uspostavlja što više ima vazduha. Kada je ravnoteža uspostavljena, kažemo da je vazduh zasićen (vodenom parom). Slično ovome govorimo i o nezasićenom ili prezasićenom vazduhu.

Pritisak vodene pare. U zasićenoj vodenoj pari u zatvorenom sudu u kome nema vazduha postoji neki pritisak $e=E$. Taj pritisak je utoliko veći što je veća temperatura i zove se *pritisak zasićene vodene pare* ili *maksimalni pritisak vodene pare*. Ako se pak u sudu pored zasićene vodene pare nalazi i vazduh, onda eksperiment pokazuje da je parcijalni pritisak e vazduha koji potiče od prisustva zasićene vodene pare tačno jednak maksimalnom (za datu temperaturu): $e=E$. Kada je vodena para nezasićena onda je $e<E$, a kada je prezasićena $e>E$.

Klauzijus-Klapejronova jednačina. Iz prvog i drugog principa termodinamike proizlazi da je relativna promena dE/E pritiska zasićene vodene pare E srazmerna relativnoj promeni dT/T apsolutne temperature:

$$\frac{dE}{E} = A\frac{dT}{T}.$$

Faktor proporcionalnosti A jednak je količniku između ukupne i spoljašnje toplote isparavanja vode (str. 43). To je ranije pomenuta Klauzijus-Klapejronova jednačina koja važi i za pritisak E_l zasićene vodene pare u odnosu na led:

$$\frac{dE_l}{E_l} = A_l\frac{dT}{T}$$

(A_l je količnik između ukupne i spoljašnje toplote isparavanja leda).

Vrednosti A i A_l, a time i E i E_l, funkcije su samo temperature: A i A_l se smanjuju sa temperaturom, a E i E_l, kao što vidimo iz gornjih jednačina, sa temperaturom se povećavaju. A je uvek manje od A_l i to zbog toga što je toplota isparavanja leda veća od toplote isparavanja vode, dok je spoljašnja toplota isparavanja u oba slučaja jednaka.

Integraljenjem napisanih jednačina dobijamo pritisak zasićene vodene pare kao eksponencijalnu funkciju temperature. Na taj način dobivena jednačina odlično se slaže sa merenjima. Ovde navodimo empirijsku formulu Tjesena (Thiesen) prema kojoj je pritisak zasićene vodene pare iznad čiste vode sa ravnom površinom

$$E = 6{,}1 \cdot 10^{\frac{8{,}628\,t}{273+t}} \text{ mb}.$$

Za zasićenu vodenu paru u odnosu na led važi slična jednačina, samo umesto faktora 8,628 u eksponentu treba da stoji 9,78.

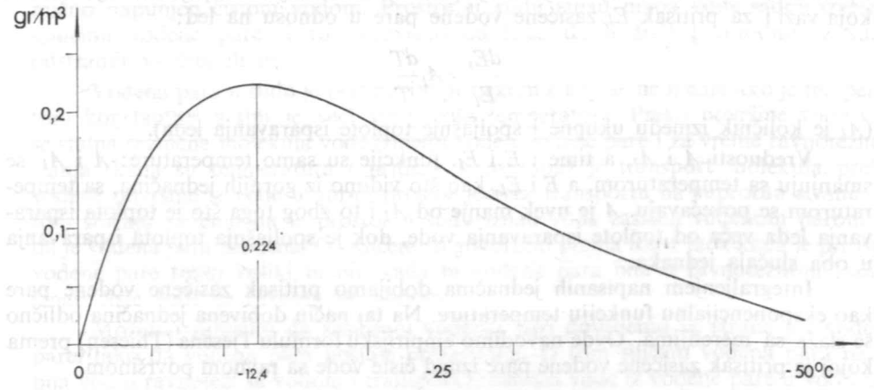
Sa temperaturom se pritisak zasićene vodene pare povećava, pri malim temperaturama sporo, a posle brže. Koliki je pri nekim temperaturama daje nam donja tablica. Zbog velike primene Klauzijus-Klapejronove jednačine u meteorologiji, tablica sadrži i odgovarajuće podatke za A i A_l, kao i neke druge podatke koji se odnose na zasićenu vodenu paru.

Tablica 1. *Vrednosti termodinamičkih veličina zasićene vodene pare*

t	—40	—20	0	20	40	°C
E	0,185	1,27	6,10	23,8	73,7	mb
	0,139	0,952	4,575	17,535	55,275	mm Hg
E_l	0,124	1,028	6,10	—	—	mb
	0,093	0,771	4,575	—	—	mm Hg
L	620,1	608,7	597,3	585,9	574,5	kcal kg^{-1}
	2,603	2,549	2,501	2,453	$2{,}406 \cdot 10^6$	J kg^{-1}
L_l	677	677	676,9	—	—	kcal kg^{-1}
	2,838	2,838	2,834	—	$— \cdot 10^6$	J kg^{-1}
L_s	25,7	27,9	30,1	32,3	34,5	kcal kg^{-1}
	0,108	0,117	0,126	0,135	$0{,}144 \cdot 10^6$	J kg^{-1}
A	24,09	21,79	19,84	18,15	16,67	
A_l	26,36	24,25	22,45	—	—	
a	0,176	1,073	4,844	17,27	51,05	g m^{-3}
a_l	0,119	0,883	4,844	—	—	g m^{-3}

Maksimalni pritisak vodene pare je pri negativnim temperaturama srazmerno mali. Razlika E—E_l se menja sa temperaturom. Najveća (0,27 mb) je pri —11,7 °C. Tada je gustina zasićene vodene pare u odnosu na vodu za 0,223 g m^{-3} veća od gustine zasićene vodene pare u odnosu na led.

Na slici 12 prikazana je razlika između maksimalne gustine vodene pare u odnosu na prehlađenu vodu i u odnosu na led.



Sl. 12. Razlika između gustine zasićene vodene pare u odnosu na prehlađenu vodu i u odnosu na led kao funkcija temperature. Razlika je najveća pri $f = -12{,}4$ °C.

Temperatura ključanja čiste vode. Pritisak zasićene vodene pare je tim veći što veća je temperatura. Kada se temperatura poveća na 100 °C, pritisak zasićene vodene pare jednak je jednoj atmosferi (760 mm Hg). Ukoliko je vazdušni pritisak manji, čista voda ključa pri manjoj, ako je veći, pri većoj temperaturi. Temperaturu ključanja čiste vode (t_{kl}) izračunavamo pomoću sledeće približne formule (koja proizlazi iz Klauzijus-Klapejronove jednačine):

$$t_{kl} = 100 + 0{,}0375 \cdot (p - 760)\ ^\circ\mathrm{C}$$

(p pritisak vazduha izražen u mm Hg). Pri vazdušnom pritisku 660 mm Hg čista voda ključa npr. pri temperaturi $t_{kl} = 100 - 0{,}0375 \cdot 100\ ^\circ\mathrm{C} = 96{,}25\ ^\circ\mathrm{C}$. Toliki pritisak je približno na visini od 1000 m iznad mora.

Pritisak vodene pare iznad rastvora soli u vodi. Pritisak vodene pare koja bi se nalazila iznad rastvora soli je, u slučaju ravnoteže, manji nego iznad čiste vode. Ako rastvor sadrži N molekula vode i n molekula soli, onda je za vreme ravnoteže pritisak vodene pare iznad rastvora

$$E' = \frac{N}{N+n} E \qquad (E' < E)$$

Prema tome, što je veća koncentracija soli, tim manje vodene pare može sadržati prostor iznad takvog rastvora. Ta osobina vode od posebnog je značaja pri stvaranju oblaka i magle u atmosferi.

Ovde možemo napomenuti da je za topljenje soli potrebna toplota. Tako smesa od 3 dela kuhinjske soli i 2 dela snega dovodi do smanjenja temperature od 0 do —17 °C!

U kojim granicama se kreće parcijalni pritisak vodene pare u atmosferi. Vazduh u atmosferi je na raznim mestima vrlo suv i sadrži male količine vodene pare. Tamo je parcijalni pritisak vodene pare e mali, čak zanemarljivo mali. To je prvenstveno na mestima gde su temperature niske, gde se suv vazduh spušta sa velikih visina i iznad pustinja. Na drugoj strani, u oblacima i u magli vazduh je uglavnom uvek zasićen vodenom parom i pritisak vodene pare je na onim mestima uglavnom jednak maksimalnom pritisku vodene pare pri postojećoj temperaturi ($e = E$). Izuzetno postoje i mesta u atmosferi gde je vazduh prezasićen. Zašto samo izuzetno, zašto je i u atmosferi gornja granica pritiska vodene pare jednaka kao u zatvorenom sudu gde se vodena para graniči sa čistom vodom?

Jezgra kondenzacije. Vodena para u atmosferi skoro nigde nije prezasićena (u odnosu na vodu) zbog jezgara kondenzacije koja atmosferski vazduh svuda sadrži. To su mikroskopski delići morske soli, raznih proizvoda sagorevanja kao i prašine različitog porekla i raznih osobina.

Prilikom rasprskavanja morskih talasa, u atmosferu ulaze sitne kapljice morske vode. Isparavanjem takvih kapljica u vazduh ulaze razne morske soli i tamo se nalaze u vidu sićušnih higroskopskih delića dimenzija, koja se kreću uglavnom u granicama 10^{-6} do 10^{-4} cm u prečniku. Vetrovi onda raznose so na sve strane i u najveće visine.

U nižim slojevima atmosfere ima uglavnom 2.000 do 50.000 jezgara kondenzacije u svakom cm^3. U naseljenim industrijskim mestima ima ih neuporedivo više.

Kondenzacija vode vrši se na jezgrima kondenzacije. Kada su jezgra higroskopska, vodene kapljice — sastavni deo oblaka — su rastvori soli ili kiseline. Takav

rastvor se sa porastom kapljice vrlo brzo razblažuje i formirana vodena kapljica je praktično potpuno čista. U stabilnom oblaku je zbog toga vodena para zasićena i pritisak (parcijalni) vodene pare jednak je maksimalnom ($e=E'=E$). Ovde treba napomenuti da je prema *Tomsonovoj formuli* pritisak vodene pare koja je u ravnoteži sa vodom u kapljici nešto veći od E. Ta razlika je primetna samo kod kapljica sa vrlo malim poluprečnikom. Kod kapljica oblaka je uglavnom zanemarljivo mala.

Zameci leda. Sublimacija vodene pare (pretvaranje vodene pare u kristaliće) vrši se na jezgrima kondenzacije koja se zovu i jezgra sublimacije ili zameci leda. Postoje razne vrste tih jezgara i od temperature zavisi na kojim vrstama jezgara se vrši sublimacija. Voda kristališe u heksagonalnom sistemu i samo delići čvrste materije koji su slične strukture mogu biti zameci leda. Podesne su prvenstveno razne modifikacije kvarca. Sublimacija se vrši samo na delićima prečnika koji je manji od 10^{-5} cm.

Jezgra sublimacije sačinjava pustinjska prašina, morski pesak, vulkanski pesak, pesak kosmičkog izvora, prašina sa cesta itd. »*Karakteristična temperatura*« pri kojoj počinje sublimacija je za razne vrste jezgara sublimacije različita: za morski pesak je —15 °C, za prašinu sa cesta —5 do —6 °C itd.

Stabilno i nestabilno zasićen vazduh. Pri temperaturi vazduha manjoj od 0°C vazduh može biti zasićen vodom ili u odnosu na led ili u odnosu na (prehlađenu) vodu. Kao što smo pomenuli, u prvom slučaju je pri jednakoj temperaturi pritisak zasićene vodene pare manji nego u drugom. Ako se u vazduhu nalaze prehlađene kapljice, onda je u takvom vazduhu vodena para zasićena u odnosu na vodu i prezasićena u odnosu na led. Takvo stanje je stabilno (u ravnoteži) ako se u oblaku ne nalaze snežni kristalići. Stabilna ravnoteža oblaka u kome se nalaze prehlađene kapljice sa pojavom kristalića odjednom se poremeti, prezasićena para počinje naime da se kondenzuje na kristalićima i vazduh postaje nezasićen u odnosu na vodu, što dovodi do isparavanja kapi. Takvo stanje je nestabilno (neuravnoteženo) sve dok postoje kapljice u oblaku i dok se ne uspostavi pritisak vodene pare, koji je jednak pritisku zasićene vodene pare u odnosu na led.

Vazduh u kome se nalaze pored prehlađenih kapljica i snežni kristalići je nestabilno zasićen. Za razliku od toga vazduh u kome se nalaze ili samo vodene kapljice ili samo snežni kristalići je u stabilnom stanju. Tada je vazduh stabilno zasićen u odnosu na vodu, odnosno na led.

Aerosol. Videli smo da se u atmosferi nalaze razne supstancije u vidu delića čvrste materije ili kapljica. Ti suspendovani delići nose zajednički naziv aerosol.

Toplota isparavanja vode i leda. Kiša i sneg su posledica kondenzacije, odnosno sublimacije vodene pare u višim slojevima atmosfere. Pri tome se na tim visinama oslobađa toplota: *latentna toplota vodene pare.*

Vodena para sadrži izvesnu količinu energije — latentnu toplotu — koju voda u tečnom i čvrstom stanju ne sadrži. Poznato je, naime, da je vodi i ledu, kao svakom telu u čvrstom i tečnom stanju, za isparavanje potrebna toplota (iako se pri tome temperatura ne menja). Prvenstveno se ta toplota troši na savlađivanje kohezionih sila koje postoje između molekula vode u čvrstom i tečnom stanju. Time se povećava *unutrašnja potencijalna energija vodene pare*, tj. potencijalna energija svakog molekula vode u odnosu na ostale molekule. Taj porast unutrašnje potencijalne energije predstavlja najveći deo latentne toplote vodene pare. Mnogo manji deo od toplote potrebne za isparavanje (oko 5%) troši se za vršenje rada prilikom povećanja zapremine vode kada pod dejstvom spoljašnjih sila pritiska prelazi iz tečnog u gasovito stanje.

Uticaj isparavanja na temperaturu vode. Pošto je za isparavanje potrebna toplota, to je svako isparavanje vode vezano za transport toplote na površinu sa koje voda isparava. Taj transport može da se vrši ili iz spoljne sredine, ili iz same vode, ili pak s jedne i druge strane površine.

Prema drugom principu termodinamike toplota se prenosi sa toplijeg mesta na hladnije. Zbog toga je za vreme isparavanja površina vode obično hladnija od okoline. Tu se javljaju razlike u temperaturi koje su u danima kada je vazduh suv i voda brzo isparava naročito velike. Za razliku od toga je u danima kada je u vazduhu mnogo vodene pare, kada je parcijalni pritisak e vodene pare približno jednak maksimalnom E, temperatura vode koja isparava skoro jednaka temperaturi okolnog vazduha. Kasnije ćemo videti da se iz pomenutih razlika u temperaturi pod određenim uslovima može izračunati parcijalni pritisak vodene pare e u atmosferi.

Toplota potrebna za isparavanje vode ili leda pri konstantnoj temperaturi zove se toplota isparavanja vode, odnosno leda. Ona se sastoji iz dva dela: iz *unutrašnje*, koja se troši za savlađivanje međumolekulskih (kohezionih) sila i *spoljašnje*, koja se troši prilikom uvećanja zapremine pod pritiskom okolne sredine.

Između svih tela, toplota isparavanja leda i vode skoro je najveća. Nezavisno od temperature, ledu je potrebno dovesti 677 kcal po kilogramu pa da pri nepromenjenoj temperaturi sav ispari. Toplota isparavanja čiste vode u tečnom stanju zavisi od temperature, sa kojom se linearno smanjuje (Planckova jednačina). Pri 0 °C iznosi 597 kcal kg^{-1}, a pri 100 °C 540 kcal kg^{-1}.

Specifična toplota isparavanja vode je toplota isparavanja jedinice mase vode i jednaka je zbiru iz unutrašnje L_u i spoljašnje L_s specifične toplote isparavanja:

$$L = L_u + L_s.$$

Izračunavanje spoljašnje toplote isparavanja. Zamislimo da se u atmosferi nalazi masa m_a vode sa zapreminom V_a. Ako ta voda ispari pri konstantnoj temperaturi T i konstantnom pritisku p, onda pri tome dolazi do povećanja kako zapremine V tako i mase m onog vazduha u atmosferi u koji je ušla ova vodena para mase m_a. U tom slučaju važe prema jednačini stanja vlažnog vazduha (II. 2) za stanje pre i posle isparenja sledeće dve jednačine:

$$pV = (m_s R_s + m_v R_v)\, T$$

$$pV_1 = [m_s R_s + (m_v + m_a)\, R_v]\, T$$

Ovde je V_1 zapremina vazduha čija je masa $m = m_s + m_v$ povećana za m_a. Te dve jednačine važe tačno samo tada kada je vazduh praktično zasićen, kada jedino možemo pretpostaviti da je sve vreme temperatura vode jednaka temperaturi okolnog vazduha.

Sistem koji sačinjava vazduh mase m zajedno sa vodom mase m_a zapremao je pre, odnosno posle isparenja zapreminu $V + V_a$,[1] odnosno V_1. Za promenu $V_1 - (V + V_a)$ zapremine tog sistema, do koje je došlo zbog isparenja pod pritiskom p vazduha, bilo je potrebno izvršiti rad (II. 3) $p\,[V_1 - (V + V_a)]$. Taj rad koji možemo u saglasnosti sa gornje dve jednačine napisati u obliku $m_a R_v T - pV_a$, jednak je, prema gore navedenoj definiciji, spoljašnjoj toploti isparavanja vode mase m_a.

Ako dobijeni izraz podelimo sa m_a, dobijamo specifičnu spoljašnju toplotu isparavanja:

$$L_s = R_v T - p\alpha_a$$

(α_a specifična zapremina vode, koja iznosi 10^{-3} m^3 kg^{-1}).

U dobivenoj jednačini je drugi član, u poređenju sa prvim, uvek vrlo mali i možemo ga zanemariti. Ovo vidimo iz sledećeg primera:

Ako je $T = 273$ °K $= 0$ °C i $p = 1000$ mb $= 10^5$ kg m^{-1} sec^{-2}, onda je $R_v T/p\,\alpha_a = 1{,}608 \cdot 287{,}0 \cdot 273{,}2/10^5 \cdot 10^{-3} = 1{,}25 \cdot 10^3$. Prvi član jednačine za L_a je prema tome, po apsolutnom iznosu više od hiljadu puta veći od drugog.

Toplota topljenja leda. Slično kao što je toplota potrebna za isparavanje vode, ona je potrebna i za topljenje leda. I toplota topljenja leda je veća od toplote topljenja skoro svih tela. Ona iznosi 80 kcal kg^{-1}. Suprotno tome, iz vode je potrebno odvesti pri temperaturi 0 °C 80 kcal po kg da bi se ona pri nepromenjenoj temperaturi smrzla. Toplota isparavanja leda je pri 0 °C jednaka zbiru toplote isparavanja vode pri toj temperaturi i toplote topljenja leda ($677 = 597 + 80$).

Uticaj toplote topljenja leda od posebnog je značaja za razna meteorološka zbivanja.

Unutrašnja energija vode i leda. Zapremina vode i leda sa temperaturom vrlo se malo menja. Zbog toga se toplota dovedena vodi ili ledu, ako pri tome ne isparavaju, praktično u celini pretvara u unutrašnju energiju vode, odnosno leda.

Prilikom dovođenja toplote voda se zagreva. Postoji sledeća poznata veza između dovedene toplote dQ_m i promene dT temperature T vode mase m:

$$dQ_m = mcdT$$

(c specifična toplota vode). Pošto se dovedena toplota zbog nestišljivosti vode u celini pretvara u unutrašnju energiju, to nam dobivena vrednost predstavlja i promenu unutrašnje energije vode:

$$dU_m = mcdT.$$

Analogna jednačina važi i za led.

Specifična toplota vode i leda praktično ne zavise od temperature. Za vodu je $c = 1$ kcal kg^{-1} grad^{-1}, a za led $c = 0{,}5$ kcal kg^{-1} grad^{-1}.

Veličine kvantiteta i kvaliteta. Kada pogledamo sve do sada napisane jednačine za promenu unutrašnje energije, vidimo da su te promene srazmerne masi tela (vazduha ili vode). Unutrašnja energija ma kog tela je srazmerna masi i funkcija je termodinamičkih veličina stanja. Za razliku od toga, veličine kao što su pritisak i gustina od mase tela ništa ne zavise. Veličine prve vrste zovu se veličine kvantiteta, a druge veličine kvaliteta.

Unutrašnja energija vode i leda u poređenju sa unutrašnjom energijom vodene pare. Za isparavanje vode jedinične mase pri konstantnoj temperaturi potrebno je vodi dovesti L toplote (L specifična toplota isparavanja vode). Videli smo da je ta toplota delom potrebna za savlađivanje međumolekulskih sila (unutrašnja toplota isparavanja L_u), a u manjoj meri za vršenje rada prilikom širenja vode za vreme isparavanja (spoljašnja toplota isparavanja L_s). Od dovedene energije u vodenoj pari se zadržava samo prvi pomenuti deo energije, pošto je, u saglasnosti sa ranijim izlaganjima (II. 3), drugi deo prešao u okolnu atmosferu. Kad uzmemo ovo u obzir, vidimo da

se pri izotermnom prelazu vode jedinice mase iz tečnog u gasovito stanje unutrašnja energija te vode poveća za L_u. Unutrašnja energija U_v vodene pare je, prema tome, za L_u veća od unutrašnje energije U_a vode jednake mase i temperature:

$$U_v = U_a + L_u$$

Prehlađena voda. Poznati fizičar Farenhajt zapazio je 1742. godine da se potpuno mirna voda prilikom sniženja temperature za nekoliko stepeni ispod tačke mržnjenja ne smrzava. Gej-Lisak je pokazao da se takva prehlađena voda, ako je prekrivena slojem ulja, neće smrznuti do —12 °C.

Fizičari su bili mišljenja da su molekuli prehlađene vode u labilnom stanju ravnoteže. Na ovo ih je navodilo iskustvo da se prehlađena voda već pri neznatnom potresu bar jednim delom smrzava (zbog oslobađanja toplote topljenja pri tome temperatura poraste na 0 °C). Ali Depre i Monti (Deprez i Monti) eksperimentalno su utvrdili da se potpuno čista voda, oslobođena vazdušnih mehurića, uprkos potresanju ne smrzava. Time je bila oborena pomenuta hipoteza. Novija istraživanja su pokazala da je donja granica temperature pri kojoj još može postojati čista voda u tečnom stanju ispod —40 °C.

U atmosferi je prehlađena voda redovna pojava i manifestuje se u vidu sitnih kapljica, sastavnih delova oblaka i magle. Prisustvo prehlađene vode u atmosferi od posebnog je značaja za obrazovanje raznih vrsta padavina u atmosferi.

Anomalne osobine vode. Voda se u raznim pogledima ponaša izuzetno. Od skoro svih poznatih tela ona ima najveću toplotu isparavanja, najveći toplotni kapacitet. Pri običnim temperaturama može samo voda biti u sva tri agregatna stanja (čvrstom, tečnom i gasovitom). Prilikom smrzavanja njena gustina se smanjuje (za 9%), što je sasvim izuzetno, pri 4 °C čista voda je najgušća itd.

Voda sa svojim anomalnim (jedinstvenim, izuzetnim) osobinama ima izuzetan položaj među svim poznatim materijama. Te anomalije su posledica nesimetrične građe molekula vode u kome dva pozitivno naelektrisana atoma vodonika ne leže na istoj pravoj liniji kao centralni duplo naelektrisani atom kiseonika, već grade sa njim ugao od 109°. Svaki molekul vode je, prema tome, električni dipol, i to neobično jak, sa sopstvenim električnim poljem koje sa odstojanjem od molekula slabi i nije u svim pravcima i svuda jednake jačine. Među molekulima vode postoje zbog toga jake međumolekulske sile u nehomogenom polju, što dovodi do grupisanja molekula u skupove — rojeve po dva, četiri i osam molekula. Za povećanje brzine takvih rojeva potrebno je neobično mnogo toplote i upravo zbog toga su specifična toplota, toplota isparavanja i topljenja, kao i tačka mržnjenja i ključanja vode (*termičke osnovne vrednosti*), izuzetno visoke. Sve je to od posebnog značaja za život čoveka na Zemlji.

Molekuli u svakom roju grupisani su simetrično kao u kristalu. Broj rojeva se povećava sa temperaturom (pošto ima sve manje rojeva sa po 8 i 4 molekula). To menjanje unutrašnje strukture vode na specifičan način utiče na menjanje gustine vode sa temperaturom. Kad bi u vodi bili molekuli potpuno neuređeni, sa smanjivanjem temperature gustina vode bi se, kao kod svih tela, povećavala. Ali, pošto se u vodi sa smanjivanjem temperature pojavljuje sve više rojeva sa 8 molekula, koji zapremaju srazmerno veliki prostor, gustina vode se prilikom smanjivanja temperature od 4° naniže smanjuje.

Voda ima kao što smo pomenuli i tu anomalnu osobinu da je ređa kada je u čvrstom nego u tečnom stanju (gustina leda je 0,92 kg dm^{-3}). To je posledica toga što led sačinjavaju samo rojevi sa po 8 molekula.

Morska voda. Od osobina morske vode u najvećoj meri zavisi opšta cirkulacija atmosfere i vreme uopšte. Zbog toga je potrebno upoznati neke njene glavne karakteristike.

Morska voda ima sve pomenute anomalne osobine kao čista voda, samo u izvesnoj meri modifikovane. Možda se čini neverovatno, ali neke od ovih modifikacija su od posebnog značaja za meteorološka zbivanja.

Morska voda sadrži u proseku 3,5% raznih soli, prvenstveno kuhinjske (NaCl). Zbog toga ona nije najgušća pri 4 °C kao čista voda, već pri nižoj temperaturi, koja zavisi od koncentracije soli: ako je sadržina soli 3,5%, odnosno 2,47%, morska voda je najgušća pri —3,53 °C, odnosno —1,33 °C. Prisustvo soli utiče i na tačku mržnjenja vode: pri pomenutim sadržinama soli morska voda se smrzava pri temperaturi —1,91°, odnosno —1,33 °C. Znači, ako morska voda sadrži više nego 2,47% soli, što je uglavnom svuda slučaj, ona se smrzava pre no što postaje najgušća. Evo šta odavde sledi:

Slatka voda jezera hladi se uglavnom samo do temperature +4 °C, pošto se pri daljem oduzimanju toplote hladi samo površinski sloj, koji hlađenjem postaje sve ređi i ne može prodirati u dubine. Konačno se pojavi na površini led, a ispod njega je srazmerno toplo (+4 °C), čime je omogućen život u vodi u hladnim mesecima. Za razliku od toga, morska voda se hladi u celini i pri temperaturama ispod 4 °C (okeani se mogu ohladiti do najvećih dubina do —1,9 °C i led nigde ne nastaje) i time predstavljaju u zimskim mesecima ogroman toplotni rezervoar.

5. TERMODINAMIKA VAZDUHA

Zadatak termodinamike vazduha je da prikaže način na koji utiču dovođenje ili odvođenje toplote, promene pritiska, isparavanje i smrzavanje vode, kondenzacija vodene pare i topljenje snega i leda na stanje vazduha: na temperaturu i zapreminu, na sadržinu energije i dr. Pri tome se polazi od prvog i drugog principa termodinamike, od jednačina gasnog stanja i jednačine za unutrašnju energiju vazduha i vode.

Relativna vlažnost. Vazduh u atmosferi je uvek vlažan pošto sadrži vodenu paru, iako na nekim mestima u vrlo malim količinama. Za razliku od toga u užem smislu reči govorimo o vlažnom vazduhu samo tada kada sadrži srazmerno mnogo vodene pare, kada osećamo da je vlažno. Slično kažemo da je vazduh suv kad prisustvo vodene pare ne osećamo, kada je njegova relativna vlažnost mala.

Relativna vlažnost U je mera za to da li je vazduh vlažan ili suv (u užem smislu reči). Prema definiciji je relativna vlažnost vazduha temperature T jednaka količniku između stvarnog i maksimalnog pritiska vodene pare pri temperaturi T. Često se izražava u procentima. Prema tome je

$$U=\frac{e}{E}=100\frac{e}{E}\%$$

Kad uzmemo u obzir da je prema jednačini stanja vodene pare: $e=R_v\rho_v T$ i $E=R_v\rho_{vw}T$, gde je ρ_{vw} gustina zasićene vodene pare pri temperaturi T, onda vidimo da možemo relativnu vlažnost izraziti i pomoću gustine vodene pare:

$$U=\frac{\rho_v}{\rho_{vw}}=100\frac{\rho_v}{\rho_{vw}}\%$$

Ako je vazduh potpuno suv ($e=\rho_v=0$), onda je $U=0$, a ako je vodenom parom zasićen ($e=E$ i $\rho_v=\rho_{vw}$), tada je $U=100\%$. Izuzetno može vazduh biti i prezasićen vodenom parom ($e>E$ i $\rho_v>\rho_{vw}$). U takvom slučaju je U veće od 100%. Pri temperaturama ispod 0 °C postoje u pogledu relativne vlažnosti dve mogućnosti. Govorimo o relativnoj vlažnosti u odnosu na (prehlađenu) vodu $\left(U=100\frac{e}{E}\right)$ i u odnosu na led $\left(U_l=100\frac{e}{E_l}\right)$. Pošto je pri jednakoj temperaturi $E_l<E$, to je relativna vlažnost u odnosu na vodu manja nego u odnosu na led. Ako je vodena para u odnosu na led zasićena, u odnosu na vodu je nezasićena, ako je pak zasićena u odnosu na vodu, u odnosu na led je prezasićena. Ta osobina vode je od posebnog značaja za stvaranje padavina u atmosferi.

Ako je vazduh u odnosu na led zasićen, relativna vlažnost u odnosu na čistu vodu je $U=100\,E_l/E$. To je vrednost koja se sa temperaturom povećava i pri 0 °C dostiže najveću vrednost 100%.

Diferencijalni oblik jednačine za relativnu vlažnost. Logaritmovanjem i diferenciranjem jednačine za relativnu vlažnost dobijamo diferencijalni oblik jednačine za relativnu vlažnost:

$$\frac{dU}{U}=\frac{de}{e}-\frac{dE}{E}.$$

Do promene relativne vlažnosti može, prema tome, doći iz dva razloga: zbog promene pritiska vodene pare (zbog dovođenja i odvođenja vodene pare) i zbog promene temperature (pri čemu se menja E). Ako ovu drugu promenu izrazimo pomoću Klauzijus-Klapejronove jednačine (II. 4) sa relativnom promenom temperature dobijamo

$$\frac{dU}{U}=\frac{de}{e}-A\frac{dT}{T}.$$

I prvi član na desnoj strani možemo pisati na drugi način. Tu postoje dve mogućnosti:

1. Logaritmovanjem i diferenciranjem jednačine stanja vodene pare dobijamo

$$\frac{de}{e}=\frac{d\rho_v}{\rho_v}+\frac{dT}{T}$$

Eliminacijom člana de/e iz ove i prethodne jednačine dobijamo

$$\frac{dU}{U}=\frac{d\rho_v}{\rho_v}-(A-1)\frac{dT}{T}.$$

Ova se jednačina koristi za izračunavanje produkcije kondenzovane vode u oblacima i u magli. Pomoću nje nalazimo npr. i to kako se menja gustina zasićene vodene pare sa temperaturom. Ako je vazduh zasićen ($\rho_v=\rho_{vw}$), onda je stalno $dU=0$ i

$$\frac{d\rho_{vw}}{dT}=\frac{(A-1)\rho_{vw}}{T}.$$

Dobijena vrednost je funkcija samo temperature i srazmerna je gustini zasićene vodene pare. Koliko je ρ_{vw}, tj. apsolutna vlažnost zasićene vodene pare pri nekim temperaturama, vidimo u tablici 1 (II. 4).

2. Logaritmovanjem i diferenciranjem jednačine za specifičnu vlažnost ($q = 0{,}622\ e/p$) dobijamo da je $de/e = dq/q + dp/p$. Kad ovo unesemo u drugu gornju jednačinu dobijamo još jedan diferencijalni oblik jednačine za relativnu vlažnost:

$$\frac{dU}{U} = \frac{dq}{q} - A\frac{dT}{T} + \frac{dp}{p}.$$

Iz dobijene jednačine proizlazi da na promenu relativne vlažnosti nezasićenog vazduha utiče u pozitivnom smislu dovođenje vodene pare ($dq>0$), smanjivanje temperature vazduha ($dT<0$) i povećavanje vazdušnog pritiska ($dp>0$). Ako se relativna vlažnost poveća na 100%, u vazduhu se pojave sitne kapljice ili sitni kristalići leda — pojavi se oblak, odnosno magla.

Ako se u toku jednog mirnog vedrog dana sadržina vodene pare u vazduhu ne menja i ako možemo promene u vazdušnom pritisku zanemariti, onda je promena relativne vlažnosti srazmerna promeni temperature vazduha. Kada se jedna vrednost povećava, druga se smanjuje:

$$\frac{dU}{U} = -A\frac{dT}{T} \qquad (dq = dp = 0).$$

Kako se pod ovim uslovima menja relativna vlažnost vidimo iz sledeće tablice:

Tablica 2. *Promena relativne vlažnosti sa temperaturom pri konstantnoj specifičnoj vlažnosti i pri konstantnom pritisku*

	$dq=0,\ dp=0,\ U=10\%$				
t =	—20*	0	20	40	°C
$-\frac{dU}{dT}$ =	0,86	0,73	0,66	0,53	% grad^{-1}

*) u odnosu na prehlađenu vodu

Podaci se odnose na vazduh koji ima relativnu vlažnost $U = 10\%$. Ako je relativna vlažnost dva, tri, ... puta veća i promena je dva, tri, ... puta veća. Ako bi se npr. pri temperaturi $t = 20$ °C i relativnoj vlažnosti $U = 50\%$ pod navedenim uslovima u večernjim časovima temperatura vazduha smanjila za 2°, relativna vlažnost bi se povećala za $0{,}66 \cdot 5 \cdot 2\% = 7\%$.

Pomoću podataka iz tablice nije teško proceniti kada će se, odnosno da li će se u toku noći pod navedenim uslovima pojaviti magla. Za vreme magle temperatura tla se vrlo malo menja i podatak kada se ona pojavi je zbog toga od značaja npr. za poljoprivredu, koja u prolećnim vedrim noćima preduzima mere zaštite od mraza ukoliko se očekuje da se živa u termometru spusti ispod 0 °C.

Tačka rose je veličina koja se u meteorologiji često koristi. To je temperatura t_d pri kojoj bi došlo do kondenzacije pri nepromenjenom pritisku i nepromenjenoj sadržini vodene pare. Kada je vazduh zasićen vodenom parom, tačka rose je jednaka stvarnoj temperaturi t, kada je pak nezasićen, t_d je manje od t.

Danas sinoptički izveštaji sadrže podatke o tački rose i ti podaci, uneti u vremenske karte u poređenju sa temperaturom rečito govore o tome koliko vodene pare sadrži vazduh i da li je suv ili vlažan.

Jednačina za dovedenu toplotu nezasićenom vazduhu. Vazduh u atmosferi, posredstvom zračenja i toplotne provodnosti, svuda prima i daje toplotu. U oblacima gde se stvaraju padavine oslobađaju se ogromne količine toplote isparavanja koje su bile ranije utrošene za vreme isparavanja vode sa morskih i drugih vodenih površina i sa vlažnog tla. Na mestima gde se tope bezbrojne snežne pahuljice atmosfera se hladi. Kakve su posledice svih tih pojava na razvoj vremena jedno je od značajnih pitanja u meteorologiji. U težnji da odgovorimo na takva pitanja polazimo od prvog principa termodinamike, koji nas vodi do nekoliko osnovnih jednačina.

Za vazduh koji nije zasićen vodenom parom važe jednačine (II. 3)

$$dW = -p\,dV$$

(dW rad koji izvrši atmosfera zbog dejstva sila pritiska vazduha prilikom promene zapremine V delića vazduha mase m) i

$$dU_m = m c_v dT$$

(dU_m jednovremena promena unutrašnje energije tog istog vazduha). Uzimajući ovo u obzir u jednačini prvog principa termodinamike (II. 3) dobijamo jednačinu za dovedenu toplotu nezasićenom vazduhu:

I $$dQ_m = mc_v dT + pdV$$

gde je dQ_m toplota koju je delić primio kada je došlo do promena dT i dp.

Ako u dobijenoj jednačini umesto rada $p\,dV$ pišemo, prema diferencijalnom obliku jednačine gasnog stanja (II, 2, $dm = 0$), $mRdT - Vdp$ i uzmemo u obzir da je $c_v = c_p - R$ (II, 3), dobijamo drugi oblik jednačine za dovedenu toplotu nezasićenom vazduhu:

II $$dQ_m = mc_p dT - Vdp$$

Jednačine za dovedenu toplotu stabilno zasićenom vazduhu. Zamislimo deo oblaka mase M koji se nalazi u zapremini V_M, a sačinjava ga masa m_s suvog vazduha, masa m_v vodene pare i masa m_a vode u tečnom ili čvrstom stanju (kondenzovana voda): $M = m + m_a$ gde je $m = m_s + m_v$ masa zasićenog vazduha u oblaku mase M. Ako smatramo da se masa M ne menja, da se, drugim rečima, masa vodene pare menja samo na račun prisutne vode mase m_a i suprotno tome se masa prisutne vode (kapljica ili kristalića) može menjati samo na račun prisutne vodene pare (mase m_v), onda je

$$dM = 0 \qquad \text{i} \qquad dm = dm_v = -dm_a$$

Za posmatrani sistem mase M važi jednačina prvog principa termodinamike:

III $$dQ_M = dU_M + pdV_M$$

(dQ_M toplota dovedena posmatranom sistemu, dU_M, dV_M jednovremene promene unutrašnje energije i zapremine sistema).

Zapremina V_M sistema jednaka je zbiru iz zapremine V vazduha mase m i zapremine V_a kondenzovane vode mase m_a koja je u poređenju sa masom m uvek sasvim mala. Zbog toga u našim izvođenjima nećemo praviti razlike između V_M i V.

Na osnovu naših ranijih izlaganja (II. 3, 4) lako zaključujemo da je

IV $$dU_m = mc_v dT + L_u dm + m_a c dT_a.$$

Ovde smo pravili razliku između promene dT temperature vazduha i promene dT_a temperature kondenzovane vode. Kondenzovana voda ima naime sasvim druge

osobine nego vazduh. U svakom slučaju je zbog velikog toplotnog kapaciteta dT_a uglavnom uvek srazmerno malo. Zbog toga, kao i zbog srazmerno male mase m_a u poređenju sa masom m (u jednom kilogramu vlažnog zasićenog vazduha nalazi se najviše nekoliko grama kondenzovane vode), poslednji član na desnoj strani gornje jednačine ćemo zanemariti.

Uzimanjem u obzir dobivene jednačine za promenu unutrašnje energije u jednačini prvog principa, kao i pomenuto pojednostavljenje u pogledu zapremine sistema, dobijamo sa velikom tačnošću jednačinu za dovedenu toplotu zasićenom vazduhu

V $$dQ_M = mc_v dT + pdV + L_u dm.$$

Za zasićeni vazduh je prema jednačini stanja vlažnog vazduha u diferencijalnom obliku $pdV = mRdT + R_v T dm - Vdp$. Ako uzmemo u obzir da je $c_v = c_p - R$ i $L = L_u + L_s$ gde je sa dovoljnom tačnošću $L_s = R_v T$ (II. 4), onda vidimo da važi i sledeća jednačina za dovedenu toplotu zasićenom vazduhu:

VI $$dQ_M = mc_p dT - Vdp + Ldm.$$

Jednačine V i VI analogne su jednačinama I i II za nezasićeni vazduh.

Promenu $dm = dm_v$ iz jednačina IV do VI lako izrazimo promenom dq_w specifične vlažnosti $q = q_w$ zasićenog vazduha.

Prema definiciji specifične vlažnosti je $m_v = q_w m$. Zbog toga je $dm = dm_v = mdq_w + q_w dm$ i

$$dm = mdq_w/(1 - q_w) \doteq mdq_w$$

Poslužićemo se napisanom približnom vrednošću, pošto je u imenitelju q_w u poređenju sa 1 uvek vrlo malo.

Na drugoj strani smo videli da je $q_w = 0{,}622\, E/p$. Ako ovaj izraz logaritmujemo i posle diferenciramo, za promenu specifične vlažnosti zasićenog vazduha dobijamo $dq_w = q_w\,(dE/E - dp/p)$ gde je prema Klauzijus—Klapejronovoj jednačini $dE/E = AdT/T$. Uzimanjem u obzir dobijene vrednosti u jednačini za dm, dobijamo za promenu mase m vazduha posmatranog sistema

VII $$dm = 0{,}622\, mE\,(AdT/T - dp/p)/p$$

Unošenjem ove vrednosti u jednačinu VI dobijamo još jednu jednačinu za dovedenu toplotu stabilno zasićenom vazduhu:

VIII $$dQ_M = mc_{pw}\, dT - KVdp$$

gde smo sa c_{pw} i K označili sledeće vrednosti

$$c_{pw} = c_p + 0{,}622\,\frac{LAE}{pT} \qquad K = 1 + \frac{0{,}622\,LE}{RpT}$$

Napominjemo da smo prilikom određivanja vrednosti K u koeficijentu izraza za dp umesto m pisali, prema jednačini gasnog stanja, pV/RT.

Specifična toplota zasićenog vazduha pri konstantnom pritisku. Vrednost c_{pw} u dobijenoj jednačini VIII je očigledno specifična toplota zasićenog vazduha pri konstantnom pritisku. Na sličan način bismo mogli da definišemo i specifičnu toplotu zasićenog vazduha pri konstantnoj zapremini.

Jednačina VIII je analogna jednačini II koja se odnosi na nezasićeni vazduh. Od jednakog su značaja i jedna i druga. Zbog toga treba znati kolike su vrednosti c_{pw} i K pod raznim uslovima. Ove vrednosti sadrži donja tablica.

Napominjemo još da je $c_p < c_{pw}$ što znači da treba, pod inače jednakim uslovima, zasićenom vazduhu dovesti za jednako povećanje temperature više toplote nego nezasićenom vazduhu jednake mase. To je razumljivo kad uzmemo u obzir da se prilikom dovođenja toplote zasićenom vazduhu deo toplote troši za isparavanje prisutne vode (kapljica ili kristalića sastavnih delova oblaka).

Nekoliko vrednosti termodinamičkih veličina zasićenog vazduha sadrži sledeća tablica. Vrednosti su dobijene na osnovu gore navedenih jednačina.

Tablica 3. *Vrednosti termodinamičkih veličina zasićenog vazduha za* $p = 1000$ mb.

t	—40	—20	0	20	40	°C
p_s	999,9	999,0	993,9	976,2	926,3	mb
ρ_s	1,496	1,376	1,273	1,179	1,082	kgmm^{-3}
$\rho_s - \rho_v$	0,07	0,66	2,92	10,48	30,9	g m^{-3}
q	0,077	0,79	3,81	14,7	47,3	g kg^{-1}
$T_v - T$	0,01	0,12	0,6	2,6	8,9	°C
$R - R_s$	0,01	0,14	0,7	2,6	8,3	m^{2}sec^{-2}grad
$c_{pw} - c_p$	0,008	0,041	0,165	0,532	1,445	kcal kg^{-1}
K	1,005	1,027	1,121	1,424	2,323	

Možemo napomenuti da c_p kao i c_v u izvesnoj meri zavise od specifične vlažnosti. Ti uticaji su srazmerno mali.

Razmena energije između vazduha i okolne sredine. Videli smo (II. 3) da je menjanje zapremine nekog delića vazduha u atmosferi vezano za transport energije preko njegove granične površine. Zbog tog transporta se za vreme kada se zapremina V delića vazduha promeni za dV količina energije okolne atmosfere promeni za $dE_o = pdV$ (II. 3). Eliminacijom promene dT temperature T vazduha iz jednačina V i VI dobijamo za ovu promenu

IX $$dE_o = pdV = \frac{\varkappa - 1}{\varkappa}\,(dQ_M - Ldm) - \frac{1}{\varkappa}\,Vdp + L_s\,dm$$

gde je

$$\varkappa = c_p/c_v = 1{,}4 \qquad 1/\varkappa = 0{,}71 \qquad (\varkappa - 1)/\varkappa = 0{,}29.$$

Napisane vrednosti odnose se na vazduh kao dvoatomski gas (koji sačinjavaju uglavnom molekuli sa dva atoma = N_2, O_2).

Iz dobijene jednačine koja, kao i jednačine III do VI, važi i za nezasićen vazduh (kada je $m_a = dm = 0$) možemo da vidimo neke važne karakteristike vazduha.

Zbog menjanja zapremine vazduha pod pritiskom okolne sredine vrši se transport energije preko njegove granične površine i to na sledeći način:

1. Kada vazduh prima toplotu ($dQ_M > 0$), delić preda okolnoj sredini količinu energije koja je po iznosu jednaka 29% od primljene toplote. Slično, u slučaju kada delić preda toplotu ($dQ_M < 0$), iz okolne sredine ulazi u delić količina energije u iznosu od 29% od predate toplote.

2. Na sličan način kao kod toplote, samo u nešto manjem iznosu, vrši se razmena energije između delića i okolne sredine kada se vrši kondenzacija vodene pare ($dm<0$) ili isparavanje vode ($dm>0$).

3. Kada se vazdušni pritisak smanjuje, delić predaje energiju okolnoj sredini, a kada se povećava, transport energije vrši se na suprotnu stranu.

Ukupan transport jednak je zbiru iz navedena tri parcijalna transporta i određen je jednačinom IX.

Jednačina za promenu zapremine vazduha. Deljenjem jednačine IX sa p dobijamo za promenu zapremine delića vazduha sledeću približnu funkciju dovedene toplote, promene mase vazduha i promene vazdušnog pritiska:

$$dV = \frac{1}{p}\left(\frac{3\,dQ_M}{10} - \frac{L\,dm}{4} - \frac{7\,V\,dp}{10}\right)$$

Pri tome smo uzeli u obzir da je $L_s \doteq 0{,}05\,L$ (II. 4).

Pitamo se sada koliki su pojedini uticaji, kolike su dakle promene

$$dV_1 = \frac{3\,dQ_M}{10\,p} \qquad dV_2 = -\frac{L\,dm}{4\,p} \qquad dV_3 = -\frac{7\,V\,dp}{10\,p}$$

koje se javljaju kao posledica dovođenja ili odvođenja toplote, kondenzacije ili isparavanja, odnosno promene vazdušnog pritiska.

Neka bude $dQ_M = \pm 1$ kcal, $dm = \pm 1$ gr, $dp = \pm 1$ mb, $p = 900$ mb, $L = 597$ kcal kg^{-1} i V 1 m^3. Pod ovim uslovima bilo bi

$$dV_1 = \pm\, 3 \cdot 4187/10 \cdot 90\,000\ \mathrm{m^3} = \pm\, 1{,}2 \cdot 10^{-3}\ \mathrm{m^3}$$

$$dV_2 = \mp\, (597 \cdot 4187) \cdot 10^{-3}/4 \cdot 90\,000\ \mathrm{m^3} = \mp\, 6{,}2 \cdot 10^{-3}\ \mathrm{m^3}$$

$$dV_3 = \mp\, 7 \cdot 1 \cdot 1/10 \cdot 900\ \mathrm{m^3} = \mp\, 8 \cdot 10^{-4}\ \mathrm{m^3}$$

Ako jednog letnjeg dana donji deo atmosfere debljine 1000 m primi prosečno po 1 kcal m^{-3} toplote, onda bi prema dobivenom rezultatu, pod pretpostavkom da je srednji pritisak 900 mb, došlo do povećanja zapremine tog sloja iznad svakog kvadratnog metra za 12 m^3. Ako bi ta oblast bila dosta velika, onda bi se to povećanje manifestovalo prvenstveno u povećanju debljine posmatranog prizemnog sloja i to najviše za 12 m, što bi imalo za posledicu odgovarajući porast vazdušnog pritiska na visinama. Kao odraz opisane pojave karakterističan je dnevni hod pritiska u planinama sa izrazitim dnevnim maksimumom u popodnevnim časovima (tada je atmosfera najviše podignuta).

Ako npr. iznad neke oblasti padne 1 mm kiše (što bi dalo, ukoliko bi se sva voda zadržala, 1 mm debeo sloj vode iznad horizontalnog tla), onda bi se iznad svakog m^2 horizontalnog tla prethodno kondenzovalo — $dm = 1$ kg vode. Zbog toga bi se u oblaku gde bi srednji pritisak bio 900 mb, iznad svakog m^2 zapremina vazduha povećala za $10^3 \cdot 6{,}2 \cdot 10^{-3}\mathrm{m^3} = 6{,}2$ m^3. Ako je kišna oblast dosta velika, to povećanje zapremine manifestovalo bi se prvenstveno u povećanju debljine donjeg sloja atmosfere — najviše za 6,2 m. Vidimo da s tim u vezi dolazi na visini do pojave horizontalnih gradijenata pritiska usmerenih iz kišne oblasti upolje i do prenosa vazduha iz padavinske oblasti u okolinu. Zagrevanje vazduha i ovaj transport imaju za posledicu odgovarajuće smanjenje pritiska pri tlu.

Često se padavine stvaraju, kao što ćemo videti kasnije, kada hladan vazduh prodire na toplo tlo. U takvim slučajevima povećanje zapremine je još veće i još je veći pad vazdušnog pritiska pri tlu. Na drugoj strani, uticaje koji potiču od promena vazdušnog pritiska možemo često zanemariti, iako ne uvek, pošto mogu biti i vrlo jaki, npr. u tornadima i jakim ciklonima kao i u oblastima gde postoji opšte dizanje ili spuštanje vazduha.

Hlađenje zasićenog vazduha pri konstantnom pritisku. U atmosferi se često hladi zasićeni vazduh pri konstantnom ili približno konstantnom pritisku. To je npr. slučaj u vedrim noćima na mestima gde se nalazi magla. Koliko je hlađenje pod takvim uslovima izračunavamo pomoću gornje jednačine VIII.

Vrednost c_{pw}, tj. specifična toplota zasićenog vazduha, od koje zavisi takvo hlađenje je, kao što vidimo iz tablice 3, pri višim temperaturama dva, tri, i više puta veća nego c_p. Zbog toga je, sem pri niskim temperaturama, hlađenje zasićenog vazduha osetno manje nego nezasićenog pri jednakom odvođenju toplote. Pri temperaturi 20 °C je npr. c_{pw} više od tri puta veće nego c_p, što znači da magla smanjuje u velikoj meri noćno hlađenje.

Produkcija vode u zasićenom vazduhu zbog prisutne vodene pare. Gore smo napisali jednačinu za promenu mase m_v vodene pare koju sadrži vazduh mase m. Ako uzmemo onu vrednost u obzir, kao i to da je $dm_v = dm = -dm_a$, onda vidimo da se u stabilno zasićenom vazduhu npr. u oblaku konstantne mase $M = m + m_a$ prilikom promene temperature za dT i pritiska za dp kondenzuje (produkuje)

$$dm_a = q_w\,(-A\,dT/T + dp/p)\,m = 0{,}622\,mE\,(-A\,dT/T + dp/p)/p$$

prisutne vodene pare. U zasićenom vazduhu može, prema tome, doći pod navedenim uslovima (M = konst.) do produkcije vode iz dva uzroka: zbog smanjivanja temperature vazduha i zbog porasta vazdušnog pritiska. Prvi je uzrok razumljiv sam po sebi (hladan vazduh ne može da sadrži toliko vodene pare koliko topli), a drugi je odraz toga da porast pritiska pri konstantnoj temperaturi znači smanjivanje zapremine vazduha, tj. sabijanje vodene pare na manji prostor, što u našem slučaju, kada je vodena para zasićena, dovodi do kondenzacije.

Kad pogledamo dobijenu jednačinu za dm_a, vidimo da je pri postojećim uslovima u atmosferi za produkciju vode u magli hlađenje od neuporedivo većeg značaja nego povećavanje vazdušnog pritiska. Upoređenjem prvog člana u zagradi na desnoj strani gornje jednačine sa drugim vidimo npr. da je pri smanjenju temperature $T = 273\ ^\circ K$ za 1° i porastu pritiska $p = 1000$ mb za 1 mb prvi uticaj 70 puta veći od drugog. Ovde navodimo da je produkcija vode pod navedenim uslovima kada je $E = 6{,}1$ mb i $A = 20$ (Tablica 1 — II. 4)

$$dm_a = 0{,}622\ \mathrm{m} \cdot 6{,}1\ (20/273 + 1/1000)/1000\ \mathrm{kg} = \frac{\mathrm{m}}{4000}\ \mathrm{kg}.$$

Vidimo da hlađenje magle ili oblaka, ukoliko ovi nisu deblji od 1000 m i više, svega za jedan stepen ili otprilike za toliko ne dovodi do veće produkcije vode u atmosferi. U gornjem primeru bi se u magli ili oblaku debljine 200 m u kojoj bi se iznad svakog m^2 horizontalne površine nalazila masa $m = 200$ kg vazduha zbog pada temperature za 1° kondenzovalo iznad svakog m^2 svega 50 grama vode. Ako bi se sva voda iz magle ili oblaka izlučila (u vidu sipeće kiše), dobili bismo neizmerljivo malo padavina (0,05 kg m^{-2} = 0,05 mm padavina).

Iz navedenog primera zaključujemo dve stvari: 1. Padavinski oblaci daju utoliko jače padavine što su oblaci deblji i što se više u njima vazduh hladi i 2. Padavine od nekoliko desetih delova milimetara dnevno u vidu sipeće kiše u maglovitim danima, a pri vedrom vremenu iznad nje, ne mogu imati svoj izvor u ovde prisutnoj vodenoj pari. Napominjemo da do jačeg hlađenja u oblacima može doći samo dizanjem vazduha.

Produkcija vode zbog dovođenja vodene pare. Ponekad treba tražiti uzrok za produkciju vode u atmosferi u dovođenju — difuziji vodene pare na mesto gde je vazduh zasićen ($dM>0$). Tako u mirnim hladnim danima često dolazi do pojave magle ili do jačanja iste kada se na visini pojave topli i vlažni južni vetrovi. Iz takvih toplih i vlažnih slojeva vazduha vodena para difundira u prizemni hladni vazduh gde se može na taj način pojaviti gusta magla iz koje možda sipi sitna kiša ili sneg u vidu tankih iglica. Koliko može biti jaka difuzija, videćemo kasnije.

Ponekada posmatramo na nebu oblake koji mirno lebde na nekoj visini. U takvim slučajevima postoji razmena molekula vode između oblaka i okolne atmosfere. Ukoliko pri nepromenjenoj temperaturi više molekula vode ulazi u oblak nego što jednovremeno izlazi iz njega, oblak jača, a ukoliko manje, on slabi.

U takvim slučajevima je u oblaku gde je vodena para zasićena temperatura manja nego u okolini. Od toga koliki je pritisak vodene pare u oblaku (E) u poređenju sa onim u okolini (e') zavisi koliki je transport vodene pare u oblak ili u suprotnom pravcu i da li oblak jača ili slabi. Kada je $E \gtrless e'$, vodena para izlazi iz oblaka, ona je u difuznoj ravnoteži, odn. vodena para ulazi u oblak.

U vezi sa navedenim interesantno je pitanje kolika je relativna vlažnost U' u okolini oblaka ako je vodena para u difuznoj ravnoteži. Pošto je $U' = 100 \cdot e'/E'$, to iz gornje jednačine ($E = e'$) odmah dobijamo da je $U' = 100\, E/E'$ ili približno, kad uzmemo u obzir Klauzijus—Klapejronovu jednačinu, $U' = 100\left(1 - A\frac{T'-T}{T}\right)$. Ako je npr. $T = 273$ °K i $T'-T = 2{,}7$ °C, onda je $U' = 100\left(1 - 20\frac{2{,}7}{270}\right)\% = 80\%$. Ako bi bilo U' > odnosno < od 80%, oblak bi jačao, odnosno slabio.

Produkcija vode u nestabilno zasićenom vazduhu. Na raznim mestima u atmosferi dešava se da se u oblaku sa prehlađenim kapljicama gde je vodena para prezasićena u odnosu na led pojave odjednom snežni kristalići, da se time ravnoteža poremeti: kristalići počinju brzo da »rastu« na račun prisutne vodene pare i prisutnih kapljica koje pri tome isparavaju.

Prilikom isparavanja kapljice oduzimaju toplotu iz vazduha, a zbog jednovremene sublimacije oslobađa se toplota sublimacije koja je za 80 kcal kg^{-1} veća od toplote kondenzacije (II. 4). Sve u svemu, zbog rasta snežnih pahuljica na račun kapljica oslobađa se ukupno 80 kcal kg^{-1}. Zbog jednovremene sublimacije prezasićene vodene pare oslobađa se i 680 kcal kg^{-1}, što znači da je rast pahuljica snega praćen porastom temperature. Koliki je taj porast nije teško proceniti. U oblasti temperature — 10 °C je npr. gustina zasićene vodene pare u odnosu na vodu za 0,2 gr m^{-3} veća od gustine vodene pare u odnosu na led (sl. 12). Zbog pojave snežnih pahuljica na račun prezasićene vodene pare bi, prema tome, u tom slučaju u vazduhu gustine $\rho = 1$ kg m^{-3} došlo do porasta temperature za $0{,}2 \cdot 0{,}680/0{,}24 = 0{,}57°$ (jedn. II — II. 5). Ako je masa kapljica u oblaku na početku bila 1 gr po svakom kubnom metru, onda bi zbog pretvaranja te vode u čvrsto stanje došlo do porasta

temperature za $1 \cdot 0{,}080/0{,}24° = 0{,}33°$. Ukupni porast temperature pri pojavi 1,2 gr m^{-3} snega bio bi 0,9°. To su već vrednosti koje mogu pod datim uslovima bitno uticati na dalji razvoj vremena. Ako bi se opisani proces izvršio u 1000 m debelom sloju oblaka, i ako bi sav nastali sneg ispao iz oblaka, palo bi 1,2 kg m^{-2} snega (oko 1,2 cm debeo sloj rastresitog, suvog snega).

Psihrometarska formula. Kada voda isparava oduzima toplotu iz okoline. Porozne vlažne (mokre) saksije i krpe, vlažni zidovi zgrada i drugi mokri predmeti imaju često osetno nižu temperaturu od okolnog vazduha. Ta razlika u temperaturi zavisi, između ostalog, od prisustva vodene pare u atmosferi i pod određenim uslovima predstavlja neku meru za to koliko vodene pare sadrži vazduh. Na toj osnovi konstruisan je instrument — *psihrometar*, pomoću koga se određuje sadržaj vodene pare u atmosferi.

Posmatrajmo šta se dešava sa delićem vazduha mase $m = m_s + m_v$ (m_s masa suvog vazduha, m_v masa vodene pare u tom vazduhu) koji struji prema predmetu nakvašenom čistom vodom. Prilikom dodira sa predmetom zbog isparavanja poveća se masa vodene pare u posmatranom vazduhu. Ako to povećanje označimo sa $m_v'-m_v$, onda je za ovo isparavanje bilo iz tog vazduha oduzeto $L(m_v'-m_v)$ toplote, što je pod pretpostavkom da možemo za to kratko vreme promenu vazdušnog pritiska i neko dovođenje toplote zanemariti, izazvalo (jedn. VI) smanjenje temperature posmatranog vazduha za

$$t - t' = \frac{L}{c_p m}(m_v' - m_v)$$

U skladu sa definicijom specifične vlažnosti (II. 2) dobijenu jednačinu možemo sa dovoljnom tačnošću pisati i u obliku

$$t - t' = \frac{0{,}622\,L}{c_p}(e' - e)/p$$

gde su e' i e pritisci vodene pare rashlađenog, odnosno nerashlađenog vazduha, a p vazdušni pritisak.

Vrednost e' zavisi od toga koliko vode ispari prilikom dodira vazduha sa predmetom. Ona je najveća kada prilikom dodira dođe do zasićenja vodenom parom posmatranog vazduha. Tada umesto e' treba pisati E', a pod t' treba podrazumevati temperaturu mokrog predmeta (na površini gde se dodiruje sa vazduhom):

$$t - t' = \frac{0{,}622\,L}{c_p}(E' - e)/p.$$

Dobijena jednačina zove se psihrometarska formula, a razlika $t-t'$ *psihrometarska diferencija.*

Psihrometarska diferencija zavisi od koeficijenta $\frac{0{,}622\,L}{c_p}$, a ovaj od temperature (Tabl. 1 — II. 4). Vrednost $\frac{0{,}622\,L}{c_p}$ je za pozitivne vrednosti kao i za negativne, kada je predmet prekriven prehlađenom vodom, približno 1500. Ako uzmemo

ovo u obzir, vidimo da u tom slučaju za pritiske vazduha oko 750 mm Hg psihrometarsku formulu možemo pisati sa dovoljnom tačnošću u obliku

$$t - t' = 2\,(E' - e)$$

(E' i e u mm Hg).

Psihrometarska deferencija je tim veća što je veća E' (što je viša temperatura mokrog predmeta) i što je suvlji vazduh (što manje je e). Pri datoj temperaturi je, najveća tada kada je vazduh potpuno suv ($e = 0$). Tako je npr. pri pritisku $p = 750$ mm Hg i $t' = 0$, odnosno 20 °C, kada je $E' = 4{,}6$, odnosno 17,5 mm Hg (II. 4), najveća moguća psihrometarska diferencija $t - t' = 9$, odnosno 35 °. Kada je vazduh zasićen vodenom parom isparavanja nema i $e = E'$. Tada je temperatura mokrog predmeta jednaka temperaturi vazduha.

Voda je leti i pri najjačoj žegi prijatna za piće ako se nalazi neko vreme u boci zavijenoj u mokru krpu.

Iz psihrometarske formule možemo izračunati parcijalni pritisak vodene pare. Tako je prema gornjoj približnoj formuli

$$e = E' - \frac{1}{2}(t - t')$$

(e i E' u mm Hg).

Vidimo da poznavanjem psihrometarske diferencije i temperature vazduha možemo odrediti koliki je pritisak vodene pare, a time dobiti osnovni podatak za izračunavanje svih ostalih veličina kojima se izražava vlažnost vazduha.

6. STATIKA ATMOSFERE

Atmosfera koja je u stanju mirovanja predmet je interesovanja statike atmosfere. Ovde se traži odgovor na pitanje kako se u mirnoj atmosferi menjaju sa visinom pojedine meteorološke veličine, kao što su pritisak, temperatura i gustina vazduha. Svakako, stvarna atmosfera nikada nije u stanju mirovanja, već u njoj postoje samo pojedine oblasti u kojima vlada takoreći potpuna tišina. To se često događa noću u raznim kotlinama, a i u slobodnoj atmosferi kada je horizontalni gradijent pritiska jednak nuli, kada, drugim rečima, izobarske površine leže horizontalno.

U mirnoj atmosferi se ne menja u horizontalnom pravcu ni temperatura, ni gustina vazduha i svaka veličina stanja je funkcija samo visine. U atmosferi gde duvaju vetrovi to nije slučaj i baš u tome treba tražiti bitnu razliku između mirne atmosfere i one u kojoj duvaju vetrovi. Inače raspored meteoroloških elemenata sa visinom je uglavnom potpuno sličan i u jednoj i u drugoj atmosferi; i ako se upoznamo sa zakonima menjanja meteoroloških veličina sa visinom u mirnoj atmosferi, dobili smo u tom pogledu i dobru opštu sliku.

Osnovna jednačina statike. U mirnoj atmosferi deluju na svaki delić vazduha samo dve sile: sila teže i gradijentna sila. Sila teže ($-mg$) deluje vertikalno naniže,

a gradijentna sila $\left(-V\frac{\partial p}{\partial z}\right)$ vertikalno naviše (u pravcu z). U saglasnosti sa zakonima dinamike rezultanta iz te dve sile jednaka je nuli:

$$-mg - V\frac{\partial p}{\partial z} = 0$$

Ako uzmemo u obzir da je prema definiciji gustine $m = \rho V$, dobijamo odavde jednačinu

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho$$

koja je poznata pod imenom osnovna jednačina statike atmosfere (ili *hidrostatička jednačina*). Vidimo da u mirnoj atmosferi vazdušni pritisak uvek i svuda opada sa visinom. To opadanje (na jedinicu odstojanja) je srazmerno ubrzanju teže g i gustini vazduha ρ.

Ako pomoću jednačine stanja vazduha gustinu ρ izrazimo pomoću pritiska p i temperature T, odnosno virtuelne temperature T_v, osnovnu jednačinu statike možemo pisati i u obliku

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{gp}{RT} \quad \text{ili} \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{gp}{R_s T_v}.$$

Posmatrajući opadanje vazdušnog pritiska sa visinom sa te tačke gledišta, vidimo da je ono srazmerno ubrzanju teže i vazdušnom pritisku, a obrnuto srazmerno apsolutnoj temperaturi. Pri jednakom pritisku vazdušni pritisak opada tim brže sa visinom što je vazduh hladniji (gušći). Ako je npr. pri pritisku $p = 1000$ mb i $g = 9{,}8$ m sec^{-2} temperatura vazduha $t = -20$, odnosno $+20$ °C onda je $-\frac{\partial p}{\partial z} = \begin{cases} 1{,}4, \text{ odn. } 1{,}2 \text{ mb/10 m} \\ 1{,}05, \text{ odn. } 0{,}9 \text{ mm Hg/10 m} \end{cases}$. Kad bi vazdušni pritisak bio pod inače jednakim uslovima dva, tri, ... puta manji i opadanje pritiska sa visinom bilo bi dva, tri, ... puta manje.

Upoređenje vertikalne komponente gradijenta pritiska sa horizontalnom. U mirnoj atmosferi je gradijentna sila usmerena vertikalno naviše i drži ravnotežu sili teže. Kada se vazduh kreće, postoji i komponenta gradijentne sile u horizontalnom pravcu. Srednja vrednost gradijenta vazdušnog pritiska u horizontalnom pravcu iznosi kod nas manje od 1 mb/100 km $= 10^{-5}$ mb m^{-1}. Pri vrlo jakim vetrovima iznosi 5 mb/100 km, a izuzetno i više. Videli smo da je pri tlu pri pritisku $p = 1000$ mb i temperaturi $+20$ °C vertikalna komponenta 1,2 mb/10 m $= 1{,}2 \cdot 10^{-1}$ mb m^{-1}, a pri manjim temperaturama još veća. Kad uporedimo navedene vrednosti, proizilazi da je u atmosferi pod normalnim uslovima vertikalna komponenta gradijenta pritiska, a time i gradijentne sile, neuporedivo veća od horizontalne (sl. 13).

Barometarski visinski stupanj predstavlja visinu na koju se moramo popeti da se vazdušni pritisak smanji za jedinicu.

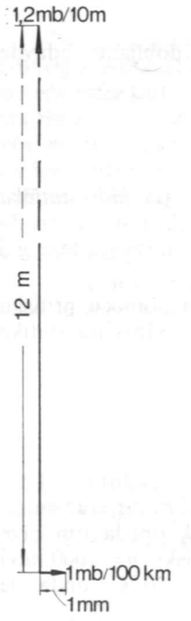
Pri povećanju visine za jedinicu pritisak se smanji za $-\frac{\partial p}{\partial z}$. Za koliko treba onda da se popnemo da se pritisak smanji za jedinicu? Ovu visinu x dobijamo iz

proporcije: $-\frac{\partial p}{\partial z} : 1 = 1 : x$, tako da je $x = -\frac{1}{\frac{\partial p}{\partial z}}$. Ova visina nam očigledno predstavlja barometarski visinski stupanj.

Slično kao što smo označili smanjenje vazdušnog pritiska koje se javlja kada se visina poveća za jedinicu sa $-\frac{\partial p}{\partial z}$ možemo označiti barometarski visinski stupanj sa $-\frac{\partial z}{\partial p}$. Prema navedenom je

$$-\frac{\partial z}{\partial p} = -\frac{1}{\frac{\partial p}{\partial z}} = \frac{1}{g\rho} = \frac{RT}{gp} = \frac{R_s T_v}{gp}.$$

Vidimo da je barometarski visinski stupanj jednak recipročnoj vrednosti vertikalnog gradijenta pritiska. Za $t = -20$, odn. $+20$ °C pri $g = 9{,}8$ m sec^{-2} je $-\frac{\partial z}{\partial p} = \begin{cases} 7{,}3 \text{ odn. } 8{,}6 \text{ m/mb} \\ 9{,}9 \text{ odn. } 11{,}5 \text{ m/mmHg} \end{cases}$



Sl. 13. Grafičko upoređenje vertikalne komponente vazdušnog pritiska sa horizontalnom pri srednjem stanju raspodele vazdušnog pritiska pri tlu na našim širinama

Menjanje temperature i vlažnosti vazduha sa visinom. U atmosferi se temperatura menja na najraznovrsnije načine sa visinom. Obično opada, ali na raznim mestima postoje *temperaturske inverzije*, tj. slojevi u kojima se ona sa visinom povećava i *izotermije* gde je temperatura svuda jednaka.

Slično kao temperatura i vlažnost vazduha menja se u mirnoj atmosferi, kao i uopšte, na razne načine sa visinom. Relativna vlažnost se u proseku ne menja mnogo sa visinom, dok pritisak vodene pare sa visinom obično opada. Poznata je *Ziringova formula* (Süring) za srednji pritisak vodene pare kao funkcije visine koja je određena na osnovu tačnih merenja vlažnosti iznad Lindenberga pored Berlina. Prema ovoj jednačini srednji pritisak vodene pare sa visinom eksponencijalno opada i sa povećanjem visine za jedan metar promeni se na visini z iznad tla za

$$\frac{\partial e}{\partial z} = -3{,}8 \cdot 10^{-4} e\,(1 + 10^{-4} z) \text{ mb m}^{-1}$$

(e u mb i z u m). Ovde navodimo nekoliko vrednosti za $\frac{\partial e}{\partial z}$.

Tablica 4. *Srednji pritisak vodene pare i srednji vertikalni gradijent pritiska vodene pare prema Ziringovoj formuli. Za pritisak vodene pare pri tlu uzeto je 10 mb*

z =	0	1	2	3	4	5	km
e =	10,00	6,69	4,30	2,66	1,59	0,913	mb
$-\frac{\partial e}{\partial z}$ =	0,0038	28	20	13	08	05	mb m^{-1}

U stvarnoj atmosferi su odstupanja od srednjih vrednosti često vrlo velika, a naročito u temperaturskim inverzijama koje dele donji hladni od gornjeg toplog vazduha. Ako je donji vazduh vrlo hladan, a gornji srazmerno topao i vlažan, onda ispod inverzije može pritisak vodene pare biti manji nego iznad nje i u samoj inverziji pritisak vodene pare se u tom slučaju povećava sa visinom.

Menjanje gustine vazduha sa visinom. Važno je pitanje kako se u atmosferi menja gustina vazduha sa visinom i od čega to zavisi.

Prema diferencijalnom obliku jednačine gasnog stanja koji smo napisali ranije, prilikom promene visine z za dz gustina vazduha se promeni za

$$d\rho = \rho\left(\frac{dp}{p} - \frac{dT}{T}\right)$$

Ako uzmemo u obzir jednačinu statike ($dp/p = -g\,dz/RT$) i umesto dT napišemo $-\gamma\,dz$, gde nam γ predstavlja vertikalni temperaturski gradijent, tj. vrednost koja nam kaže za koliko se *smanji* temperatura sa visinom na jedinicu odstojanja, onda iz dobijene jednačine proizlazi da se u mirnoj atmosferi gustina vazduha na visini $z + dz$ razlikuje za

$$d\rho = -\frac{\rho}{T}(\gamma_h - \gamma)\,dz$$

od gustine vazduha na visini z. Ovde smo sa γ_h označili vrednost

$$\gamma_h = \frac{g}{R}.$$

Ako označimo promenu gustine vazduha sa visinom na jedinicu odstojanja na analogan način, kao što smo označili promenu pritiska sa visinom, sa $\frac{\partial \rho}{\partial z}$, onda je $d\rho = \frac{\partial \rho}{\partial z} dz$ i prema gornjoj jednačini

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = -\frac{\rho}{T}(\gamma_h - \gamma).$$

Iz dobijene jednačine proizlazi da se gustina vazduha sa visinom smanjuje kad je $\gamma < \gamma_h$, da se povećava kada je $\gamma > \gamma_h$ i da se ne menja kada je $\gamma = \gamma_h$. Odlučujuće za to kako se gustina vazduha menja sa visinom je prema tome to koliki je vertikalni temperaturski gradijent u odnosu na vrednost γ_h. Ta vrednost ima dimenziju temperaturskog gradijenta, i ako uzmemo u obzir vrednosti za g i R, dobijamo da je

$$\gamma_h = 3{,}42°/100 \text{ m}.$$

U atmosferi temperatura obično ne opada brže sa visinom nego za 1 °C/100 m, što znači da u atmosferi gustina uglavnom sa visinom opada. To često nije slučaj samo u najnižim slojevima atmosfere u blizini zagrejanog tla (tokom dana), gde je temperaturski gradijent i veći od γ_h.

U atmosferi se gustina vazduha ne menja sa visinom kada je $\gamma = \gamma_h$. U tom slučaju je, dakle, atmosfera homogena i vrednost γ_h nije prema tome ništa drugo nego *vertikalni temperaturski gradijent homogene atmosfere.*

Napisane jednačine važe potpuno tačno samo za suvu mirnu atmosferu (za vlažnu mirnu atmosferu trebalo bi svuda mesto T i R da stoji T_v i R_p).

Masa vazduha između dve izobarske površine. Vratimo se ponovo na osnovnu jednačinu statike. Pomoću nje možemo npr. lako izračunati kolika je masa atmosfere.

Neka se jedna izobarska površina p_o = konst. nalazi na visini z_o, a druga p_1 = konst. na većoj visini z_1. U sloju atmosfere koji je ograničen tim dvema površinama nalazi se iznad svake jedinice horizontalne površine masa

$$M_{01} = \int_{z_0}^{z_1} \rho \, dz.$$

U atmosferi u kojoj važi osnovna jednačina statike, što je približno uvek slučaj, je $\rho \, dz = -dp/g$ i zbog toga

$$M_{01} = (p_o - p_1)/g.$$

Masa vazduha iznad svake jedinice horizontalne površine između dve date izobarske površine je prema tome konstantna i uopšte ne zavisi ni od temperature ni od vlažnosti vazduha.

Masa vazduha između dve izobarske površine srazmerna je razlici u pritiscima na jednoj i drugoj izobarskoj površini. Tako je npr. celokupna masa vazduha atmosfere koja leži iznad izobarske površine $p = 500$ mb jednaka masi vazduha između te površine i one gde je $p = 1000$ mb, a to je otprilike pri tlu. Ukupna masa atmosfere je, prema tome, otprilike dva puta veća od mase donjeg dela atmosfere koji se prostire od tla pa do visine gde je $p = 500$ mb.

Masa atmosfere lako se proceni pomoću dobijene jednačine. Ako uzmemo da je $p_1 = 0$ (vrh atmosfere), i p_o = pritisak pri tlu, onda nam dobijena jednačina daje masu $M_o = p_o/g$ koja se nalazi u vertikalnom stubu atmosfere sa presekom 1 i prostire se od tla pa do vrha atmosfere. Prema austrijskom meteorologu Han-u (J. Hann) imamo da je $p_o = 740$ mm Hg $= 987$ mb (uzeta su u obzir i uzvišenja na kontinentima). Ako na taj način dobijenu vrednost za M_o pomnožimo sa površinom Zemlje, koja iznosi $5 \cdot 10^{14}$ m^2, dobijamo da je ukupna masa zemljine atmosfere $M = 5{,}13 \cdot 10^{18}$ kg. Ta masa je oko milion puta manja od mase Zemlje.

Barometarska visinska formula. Osnovna jednačina statike izražava zakon kako se u mirnoj atmosferi vazdušni pritisak menja sa visinom. Poznavajući to, lako nalazimo koliki je vazdušni pritisak na visini z ako znamo: 1. koliki je on na nekoj drugoj visini (npr. $z = 0$), i 2. kako se menja gustina ili temperatura (tačnije virtuelna temperatura) vazduha sa visinom.

Sada ćemo se upoznati sa jednostavnim načinom za iznalaženje (izračunavanje) vazdušnog pritiska na visini. Posmatrajmo dva posebna slučaja: suvu homogenu atmosferu, tj. suvu atmosferu sa konstantnom gustinom i suvu izotermnu atmosferu (temperatura svuda jednaka). U oba slučaja je $R = R_s$.

Homogena suva atmosfera. Ako pomnožimo osnovnu jednačinu statike atmosfere sa dz, dobijamo

$$dp = -g\rho \, dz$$

gde je dp promena pritiska do koje dođe ako se visina promeni za dz. U ovom slučaju su g i ρ konstantne vrednosti. Zbog toga možemo ovoj jednačini dati i oblik:

$$d(p + g\rho z) = 0.$$

Odavde proizlazi da se pri promeni visine z za dz vrednost $p + g\rho z$ ne menja. To važi, svakako, za svaku promenu visine, što znači da je ta vrednost na svim visinama jednaka, da je konstantna. Ako označimo pritisak na visini $z = 0$ sa p_o, onda je na toj »početnoj« visini (koja može biti ma koja u atmosferi) pomenuta vrednost prosto jednaka vazdušnom pritisku p_o. Izjednačenjem te vrednosti sa onom koja se odnosi na proizvoljnu visinu z dobijamo barometarsku visinsku formulu za homogenu atmosferu:

$$p + g\rho z = p_o$$

Odavde proizlazi pritisak p na visini z kao sledeća funkcija gustine vazduha ρ i pritiska p_o na visini $z = 0$:

$$p = p_0 - g\rho z.$$

Vidimo da u homogenoj atmosferi vazdušni pritisak linearno opada sa visinom i to na isti način kao u vodi.

Iz dobijene jednačine lako možemo da izračunamo visinu z_h homogene atmosfere, tj. visinu z_h gde je $p = 0$. Očigledno je

$$z_h = \frac{p_0}{g\rho} = \frac{R_s T_o}{g}.$$

Ovde smo uzeli još u obzir da je prema jednačini stanja vazduha $p_0 = R_s \rho T_0$, gde je T_o temperatura pri tlu ($z = 0$).

Ako bi npr. temperatura vazduha pri tlu bila 0 °C = 273 °K, gornja granica homogene atmosfere nalazila bi se na visini 7996 m. Na visini $z_h/2 = 3998$ m vazdušni pritisak bio bi dva puta manji nego pri tlu. Svi dobijeni rezultati predstavljaju nam samo teorijske mogućnosti, pošto takva atmosfera u prirodi ne postoji. U atmosferi se gustina sa visinom obično smanjuje i na velikim visinama je, kao što smo već pomenuli, vazduh vrlo redak. Atmosfera, dakle, nije homogena, samo u njoj mogu postojati privremeno pojedini tanki homogeni slojevi.

Izotermna suva atmosfera. Za izračunavanje pritiska p na visini z u izotermnoj suvoj atmosferi koristimo drugi oblik osnovne jednačine statike:

$$dp = -\frac{gp}{R_s T} dz$$

Deljenjem sa p i prebacivanjem izraza sa desne strane jednačine na levu dobijamo

$$d(\ln p) + \frac{g dz}{R_s T} = 0$$

gde smo uzeli u obzir da je dp/p diferencijal prirodnog logaritma pritiska p kao funkcije visine z. Pošto su u ovom slučaju g, R_s, T konstantne vrednosti, to dobijenu jednačinu možemo napisati i u obliku

$$d\left(\ln p + \frac{gz}{R_s T}\right) = 0$$

što znači da se izraz u zagradi sa visinom ne menja, da je, drugim rečima,

$$\ln p_0 = \ln p + \frac{gz}{R_s T} \qquad (p_0 = p \quad \text{za} \quad z = 0).$$

Odavde dobijamo antilogaritmovanjem

$$p = p_0 e^{-\frac{gz}{R_s T}},$$

odnosno kad uzmemo u obzir da je $e = 10^M$, gde je $M = 0{,}43429\ldots$ modul Brigsovih logaritama,

$$p = p_0 \cdot 10^{-\frac{Mgz}{R_s T}}.$$

Dobijenu barometarsku visinsku formulu za izotermnu atmosferu možemo pojednostaviti. Ako uzmemo u obzir da je

$$T = 273,\ 15 + t,$$

to je

$$p = p_0 \cdot 10^{-\frac{z}{B(1+\alpha t)}}$$

gde je $\alpha = \frac{1}{273{,}15}\ \text{grad}^{-1} = 0{,}003661\ \text{grad}^{-1}$ i

$$B = \frac{273{,}15 \cdot R_s}{Mg}\ \text{m} = 18\,410\ \text{m}$$

Ovaj broj se zove *barometarska konstanta.*

U izotermnoj suvoj atmosferi vazdušni pritisak eksponencijalno opada sa visinom i teži nuli kada visina z teži beskonačnosti. Izotermna suva atmosfera, dakle, nema gornje granice.

I ovde se pitamo na kojoj visini z_1 je vazdušni pritisak dva puta manji nego pri tlu. Visinu z_1 izračunavamo iz dobijenog obrasca ako umesto p pišemo $p_0/2$. Tako je

$$z_1 = \frac{R_s T \log 2}{Mg} = 0{,}693\ z_h$$

gde je z_h visina homogene atmosfere sa temperaturom T pri tlu. Za $T = 273$ °K je $z_1 = 5542$ m. U realnoj atmosferi, gde temperatura opada sa visinom, ta visina je nešto manja. Kod nas je u proseku oko 5400 m.

Mirna vlažna atmosfera. Vazduh u atmosferi je uvek u većoj ili manjoj meri vlažan. Zbog toga je pri određenoj temperaturi i određenom pritisku njegova gustina manja nego što bi bila kada bi bio suv. Pošto opadanje pritiska sa visinom zavisi od gustine, to je prilikom izračunavanja barometarske visinske formule potrebno sadržinu vodene pare u vazduhu uzeti u obzir.

Polazna jednačina za izračunavanje barometarske visinske formule je osnovna jednačina statike. Za vlažan vazduh ona glasi:

$$dp = -g\rho\, dz = -g\frac{p}{R_s T_v}$$

Po obliku je ova jednačina potpuno jednaka onoj za suvi vazduh, samo mesto obične temperature T javlja se virtuelna temperatura T_v. Zbog toga važe za vlažnu atmosferu sve formule kao i za suvu, samo mesto obične temperature T treba da stoji svuda virtuelna temperatura T_v odnosno t_v.

Temperatura, a s njom i virtuelna temperatura, menja su u stvarnoj atmosferi sa visinom na različite načine. Lako bismo se uverili da i za mirnu vlažnu atmosferu važi slična barometarska formula kao za suvu izotermnu atmosferu — samo umesto temperature t u njoj treba da stoji srednja virtuelna temperatura. Za vlažnu atmosferu koja je u stanju mirovanja važi, prema tome, sledeća barometarska visinska formula:

$$p = p_0 \cdot 10^{-\frac{z}{B(1+\alpha \bar{t}_v)}}$$

($\bar{t}_v$ srednja virtuelna temperatura sloja između visine $z = 0$ i z). Ako virtuelna temperatura $\bar{t}_v$ linearno opada sa visinom, što je često slučaj, onda se za srednju temperaturu $\bar{t}_v$ može uzeti aritmetička sredina između virtuelnih temperatura na granicama sloja (na visinama 0 i z).

Izračunavanje pritiska, temperature i visine pomoću barometarske visinske formule. U barometarskoj visinskoj formuli javljaju se četiri promenljive veličine: p, p_0, z i $\bar{t}_v$. Pored pritiska p ovom formulom možemo izračunati, kada poznajemo ostale tri vrednosti, ili pritisak na nižem nivou p_0 (npr. redukcija atmosferskog pritiska na srednji nivo mora) ili visinu z na kojoj je pritisak p (u aerologiji gde je poznata temperatura i vlažnost u funkciji pritiska viših slojeva atmosfere u avijaciji za određivanje visine aviona, u planinarstvu itd.), ili pak srednju virtuelnu temperaturu $\bar{t}_v$ (radi indirektnog određivanja srednje virtuelne temperature sloja između visine 0 i z).

Iz gornje jednačine dobijamo za pritisak pri tlu

$$p_0 = p \cdot 10^{\frac{z}{B(1+\alpha \bar{t}_v)}}$$

Odavde lako izračunamo kako vazdušni pritisak pri tlu zavisi od srednje virtuelne temperature sloja vazduha koji se prostire od tla pa do visine z gde je pritisak p.

Tablica 5. *Pritisak pri tlu ($z = 0$) u zavisnosti od srednje virtuelne temperature sloja određene debljine z, pri određenom pritisku p na vrhu sloja*

		z=1500 m			p=830 mb	
$\bar{t}_v$	=	—20	—10	0	10	20	°C
p_0	=	1016,3	1008,4	1001,3	994,7	988,6	mb

Antilogaritmovanjem jednačine za pritisak p na visini z dobijamo odmah sledeću jednačinu za debljinu z sloja atmosfere između izobarskih površina $p_0 =$ = konst. i $p =$ konst. gde je srednja virtuelna temperatura vazduha t_v.:

$$z = B(1+\alpha \bar{t}_v)(\log p_0 - \log p)$$

Za primer uzmimo da je $p_0 = 1000$ mb i $p = 500$ mb. U tom slučaju je prema dobijenoj jednačini

$$z = 5541 + 20{,}3\,\bar{t}_v\ \text{m}$$

Ako je npr. $\bar{t}_v = -10$ °C, izobarske površina $p = 500$ mb nalazi se na visini 5338 m iznad izobarske površine $p_0 = 1000$ mb.

Ovde navodimo još sledeće podatke:

Tablica 6. *Odstojanje izobarske površine p=konst. od izobarske površine p_0=konst. u zavisnosti od srednje virtuelne temperature međusloja*

	990,0 mb				
p_0 =	1000,0 mb		p=800,0 mb		g=9,806 m sec^{-2}
	1010,0 mb				
$\bar{t}_v$ =	—20	10	0	10	20°C
	1578	1641	1704	1766	1829 m
z =	1652	1719	1784	1849	1915
	1726	1795	1864	1932	2000

Redukcija vazdušnog pritiska na srednju visinu mora. Za potrebe prognoze vremena redovno se crtaju u brojnim centrima prizemne izobarske karte koje prikazuju polje vazdušnog pritiska na srednjoj visini mora. Iznad kopna prikazuje se ono polje koje bi postojalo pod uslovom da se atmosfera prostire do samog nivoa mora.

Pomoću barometarske visinske formule izrađene su posebne tablice koje nam omogućuju da brzo izvršimo redukciju vazdušnog pritiska p (izmerenog na stanici koja leži na visini z) na srednju visinu mora, drugim rečima, da potražimo koliki bi bio pod datim uslovima vazdušni pritisak p_0 na srednjoj visini mora ($z = 0$) ispod stanice pod pretpostavkom da umesto čvrste podloge ispod stanice leži vazduh i da se u njemu temperatura približno tako menja sa visinom kao u proseku neposredno iznad stanice. Pri tome se mogu pojaviti greške koje se dozvoljavaju ako stanica leži niže od 500 m iznad mora. Sa stanica koje leže više od 500 m redukcija vazdušnog pritiska na morski nivo se ne vrši.

Standardna atmosfera. Radi raznih poređenja, prvenstveno u avijaciji, vrlo je važno da se tačno zna na osnovu kakvih podataka su određene skale *altimetra*, instrumenta za određivanje visine pomoću atmosferskog pritiska. Da bi se u tom pogledu postigla jednoobraznost *Internacionalna komisija za vazduhoplovnu navigaciju* (ICAO) odredila je sledeću internacionalnu standardnu atmosferu:

1. Vazduh je suv i hemijski sastav mu je na svim visinama jednak.
2. Vrednost gravitacije svuda je jednaka i iznosi 9,8062 m sec^{-2}.
3. Temperatura i pritisak na srednjoj visini nivoa mora su 15 °C i 1013,2 mb = 760,0 mm Hg.
4. Na ma kojoj visini z (u metrima) merenoj iznad srednje visine mora i između 0 i 11 000 m temperatura vazduha je $t = 15 - 0{,}0065\, z$ °C.
5. Za visine iznad 11 000 m temperatura vazduha je konstantna i jednaka je —56,5 °C.

Radi dobijanja približne predstave o tome koliki mogu da budu atmosferski pritisak i neke druge veličine na raznim visinama daje se ovde izvod iz tablice za suvu »normalnu atmosferu« na 45 ° geografske širine iz Košmiderovog (Koschmieder) udžbenika. Za početni pritisak uzeto je 1000 mb, dakle manje nego kod internacionalne standardne atmosfere, a to je i nešto manje nego što je prosečna vrednost

na površini mora, pošto je ona približno 760 mm Hg. Za donji deo atmosfere, za troposferu, uzeto je i ovde da temperatura linearno opada sa visinom, ali svega za 0,6 °C na 100 m, što se manje slaže sa srednjim stanjem atmosfere nego kod internacionalne standardne atmosfere. Za stratosferu koja se dole preko tropopauze graniči sa troposferom uzeto je da se temperatura sa visinom ne menja, što približno odgovara prirodnim uslovima. Za debljinu troposfere uzeto je 10 km.

Tablica 7. *Normalna suva atmosfera prema Košmideru*

z	T	b	p	ρ	α	$-\frac{\partial z}{\partial p}$ bar. vis. st.	
km	°K	mm Hg	mb	kg m^{-3}	m^3 kg^{-1}	m/mm Hg	m/mb
20	213,2	37,03	49,37	0,08074	12,385	168,4	126,3
15	213,2	82,27	109,7	0,1794	5,575	75,5	56,9
10	213,2	183,0	244,0	0,3990	2,506	34,1	25,6
7	231,2	290,1	386,7	0,5832	1,715	23,3	17,5
5	243,2	386,8	515,7	0,7394	1,353	18,4	13,8
4	249,2	444,4	592,4	0,8288	1,207	16,4	12,3
3	255,2	508,7	678,3	0,9269	1,079	14,7	11,0
2	261,2	580,7	774,2	1,0334	0,968	13,2	9,9
1	267,2	661,0	881,2	1,1500	0,870	11,8	8,9
0	273,2	750,1	1000,0	1,2762	0,784	10,7	8,0

Jednačine za lokalnu i geometrijsku promenu vazdušnog pritiska. Barometarska visinska formula važi tačno samo u mirnoj atmosferi, ali sa dovoljnom tačnošću i uopšte. Njena upotreba u meteorologiji je zbog toga svestrana. Važne podatke nam daje i njen diferencijalni oblik koji dobijamo logaritamskim diferenciranjem. Tako je

$$dp/p = dp_0/p_0 + gz\,d\bar{T}/R\bar{T}^2$$

gde nam dp_0 i dp predstavljaju promene pritiska pri tlu, odnosno na određenoj, inače ma kojoj, visini z iznad tla gde je pritisak p, a $d\bar{T}$ promena srednje (virtuelne) temperature sloja debljine z. Sad imamo dve mogućnosti: pod tim promenama možemo podrazumevati ili lokalne promene ili geometrijske, i to u ma kom horizontalnom pravcu x. To nas dovodi do sledeće dve značajne jednačine za promenu pritiska p_0 pri tlu:

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = p_0\left(\frac{1}{p}\frac{\partial p}{\partial t} - \frac{gz}{R\bar{T}^2}\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}\right)$$

i

$$\frac{\partial p_0}{\partial x} = p_0\left(\frac{1}{p}\frac{\partial p}{\partial x} - \frac{gz}{R\bar{T}^2}\frac{\partial \bar{T}}{\partial x}\right).$$

Ovde smo sa $\frac{\partial}{\partial t}$ označili lokalnu, a sa $\frac{\partial}{\partial x}$ geometrijsku promenu u proizvoljno izabranom pravcu x (II. 1). Ta druga promena očigledno nije ništa drugo nego horizontalna komponenta ascendenta pritiska. Prva jednačina zove se i *jednačina tendencije*.

Lokalnu promenu pritiska pri tlu možemo smatrati kao posledicu lokalne promene pritiska na visini i lokalne promene srednje temperature međusloja (debljine z). Prva parcijalna promena srazmerna je lokalnoj promeni pritiska na visini, a druga je to veća što je veća promena srednje temperature međusloja. Zagrevanje gornje atmosfere utiče u smislu smanjivanja, a hlađenje u smislu povećavanja pritiska pri tlu u toku vremena (topao vazduh je pod inače jednakim uslovima lakši od hladnog). Slično možemo i horizontalni gradijent pritiska smatrati kao rezultantu dve komponente, pri čemu ona druga iščezava ako se krećemo u pravcu u kome se srednja temperatura $\overline{T}$ ne menja.

Kolike mogu biti pojedine parcijalne promene, vidimo iz sledećeg primera:

Neka bude $p_0 = 1000$ mb, $z = 1000$ m, $\overline{T} = 270$ °K, $p = 881$ mb (Tabl. 7—II. 6), $\frac{\partial p}{\partial t} = \pm 1$ mb/h, $\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} = \pm 1°/\text{h}$, $\frac{\partial p}{\partial x} = \pm 1$ mb/100 km, $\frac{\partial T}{\partial x} = \pm 1°/100$ km. U tom slučaju je

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = \pm 1{,}13 \mp 0{,}47 \text{ mb/h}$$

$$\frac{\partial p_0}{\partial x} = \pm 1{,}13 \mp 0{,}47 \text{ mb/100 km}$$

Vrednosti na desnoj strani napisane su istim redom kao u gornjim jednačinama.

Iz navedenog primera vidimo da promene temperature jako utiču na promene pritiska pri tlu. To su oni uticaji, kao što ćemo imati još često priliku da vidimo, koji bitno utiču na razvoj vremena, na obrazovanje ciklona i anticiklona, na strujanje vazduha pri tlu itd.

7. TERMODINAMIKA ATMOSFERE

Zadatak termodinamike atmosfere je da tumači, tj. na matematičko-fizički način opisuje, razne pojave u atmosferi koje su vezane za srazmerno spora kretanja u njoj. Tu se misli na tzv. *kvazistatička kretanja* pri kojima se pretpostavlja da svuda važi osnovna jednačina statike.

Sila potiska. Kvazistatička kretanja su posledica dejstva prvenstveno dve sile: sile teže i gradijentne sile. Vertikalna komponenta gradijentne sile (koja je uvek usmerena naviše) naziva se i sila potiska. Uzgred napominjemo da ta površinska sila ne deluje samo na vazduh, već na svako telo koje se nalazi u atmosferi.

Kad uzmemo u obzir definiciju za gradijentnu silu i jednačinu statike vidimo da u atmosferi gustine ρ', gde je vazdušni pritisak p, na telo zapremine V deluje sila potiska

$$G_{pz} = -V\frac{\partial p}{\partial z} = Vg\rho' = m'g$$

Ovde smo sa $m' = V\rho'$ obeležili masu istisnutog vazduha. Zbog delovanja sile potiska vertikalno naviše telo je u atmosferi lakše nego u bezvazdušnom prostoru i to za toliko koliko iznosi težina istisnutog vazduha (*Arhimedov zakon*). U mirnoj atmosferi je sila potiska koja deluje na vazduh jednaka njegovoj težini.

Slobodna sila potiska. Ako se vazduh na nekom mestu u atmosferi zagreje, njegova zapremina se poveća. S njom se poveća i sila potiska, dok sila teže ostaje nepromenjena. Pojavi se razlika između sile potiska i sile teže i vazduh počinje da se penje.

Neka se vazduh mase m i gustine ρ nalazi u atmosferi sa gustinom ρ'. Rezultanta

$$S = (m' - m)\,g$$

iz sile potiska $m'g$ (m' masa istisnutog vazduha) i sile teže — mg (m masa delića) zove se slobodna sila potiska. Ona deluje vertikalno naviše kada je $m' > m$, a naniže kada je $m' < m$. Kada je $m' = m$ ova sila ne postoji i delić je u statičkoj ravnoteži.

Dobijenoj jednačini možemo dati i drugi oblik:

Ako uzmemo u obzir da je $m' = V\rho' = \frac{\rho'}{\rho}$ m, onda vidimo da možemo pisati:

$$S = \frac{\rho' - \rho}{\rho} mg.$$

Na mestu gde se nalazi delić, vazdušni pritisak p je jednak kao u okolini. Prema jednačini gasnog stanja zbog toga je $p = R\rho T = R\rho' T'$ (T, T' temperatura delića, odnosno okolne atmosfere). Odavde proizlazi da je $\rho'/\rho = T/T'$. Kada ovo uzmemo u obzir u poslednjem izrazu za slobodnu silu potiska, dobijamo

$$S = \frac{T - T'}{T'} mg$$

Vidimo da je slobodna sila potiska srazmerna masi vazduha, sili teže i razlici između temperature T vazduha na koji deluje i temperature T' okolnog vazduha. Usmerena je naviše (naniže) ako je delić vazduha topliji (hladniji) od okolnog.

Obično se temperatura pojedinih delića vazduha ne razlikuje mnogo od temperature okolne atmosfere, najviše za nekoliko stepeni. Ali prilikom raznih požara i eksplozija ili u dimnjaku mogu biti te razlike vrlo velike. Na takav vazduh deluje dakle velika slobodna sila potiska što uslovljava jaka uzlazna strujanja vazduha.

Na mestu eksplozije atomske bombe vazduh može biti za više od 100 000 ° topliji od okolnog. U tom slučaju je sila potiska više stotina puta veća od sile teže zagrejanog vazduha. To su ogromne sile i dovoljne su da za najkraće vreme, svega za nekoliko sekundi, podignu zagrejani vazduh do stratosfere.

Termička konvekcija. U toku vedrog, inače srazmerno mirnog dana, prizemni vazduh se zagreva u dodiru sa zemljinim tlom (zbog toplotne provodnosti). Time postaje ređi i pod dejstvom slobodne sile potiska počinje da se penje i meša sa okolnim vazduhom. Ovakvo mešanje zove se termička konvekcija i ona je posebno jaka u vedrim letnjim danima.

Opadanje temperature vazduha sa visinom kao posledica mešanja vazduha. Bez mnogo razmišljanja možda očekujemo da mešanje vazduha ima za posledicu izjednačenje temperature u sloju mešanja gde postoji termička konvekcija. Ali, to nije tako pošto u ovakvom prizemnom sloju temperatura opada sa visinom, i to za 1 °C i više na svakih 100 m visinske razlike. Ova pojava posledica je adija-

batskog hlađenja vazduha prilikom penjanja, kada on dolazi pod manji vazdušni pritisak i pri tome mu se zapremina pod dejstvom sile pritiska okolnog vazduha povećava.

Suvoadijabatski temperaturski gradijent. Pomenuli smo (II. 3) da je vazduh vrlo slab provodnik toplote i providno je telo. Zbog toga nas često pretpostavka da se vazduh u atmosferi kreće adijabatski dovodi do rezultata koji sa velikom tačnošću opisuju stvarna zbivanja u atmosferi.

Prema jednačini II za dovedenu toplotu (II. 5), nezasićenom vazduhu se promeni, za vreme adijabatske promene vazdušnog pritiska p za dp, temperatura T za

$$dT = \frac{\alpha}{c_p} dp \qquad \left(\alpha = \frac{V}{m}\right)$$

Ovde pretpostavljamo da je do promena pritiska došlo zbog toga što se promenila visina vazduha u atmosferi, gde važi osnovna jednačina statike, tako da je

$$dp = -g\varrho\, dz$$

Unošenjem ove vrednosti u prvu jednačinu dobijamo za traženu promenu temperature

$$dT = -\gamma_a\, dz$$

gde je

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p} = \frac{9{,}806}{4187 \cdot 0{,}24}\ ^\circ\mathrm{C/m} = 1^\circ\mathrm{C}/100\ \mathrm{m}.$$

Vrednost γ_a zove se suvoadijabatski temperaturski gradijent i predstavlja smanjenje temperature nezasićenog vazduha prilikom adijabatskog povećanja njegove visine za jedinicu.

Za vreme adijabatskog penjanja temperatura nezasićenog vazduha smanji se (bez obzira na to na kojim visinama se to dešava) za 1° na svakih 100 m visinske razlike. U jednakoj meri vazduh se zagreva za vreme suvoadijabatskog spuštanja. Adijabatska kretanja nezasićenog vazduha zovu se *suvoadijabatska.*

Pomenuli smo da u toku jednog vedrog dana u sloju konvekcije temperatura opada sa visinom na svakih 100 m za 1° i više. Zbog adijabatskog hlađenja temperatura bi opadala sa visinom za 1° na 100 m. Ali, temperatura obično opada nešto brže pošto se preko podloge zagrejani vazduh ne prebacuje odmah na veće visine.

Debljina sloja termičke konvekcije zavisi prvenstveno od toga koliko je zagrevanje preko podloge i kako opada temperatura vazduha sa visinom.

Neka u prizemnom sloju vazduha ujutru jednog mirnog vedrog letnjeg dana temperatura linearno opada sa visinom. U tom slučaju je na visini z temperatura

$$T = T_0 - \gamma z,$$

Ovde T_0 znači temperaturu vazduha pri tlu, gde je $z = 0$, a γ vertikalni temperaturni gradijent koji predstavlja svuda jednako smanjenje temperature sa visinom na jedinicu odstojanja.

Ako se zbog zagrevanja temperatura prizemnog vazduha na nekom mestu poveća od T_0 na T_1, onda taj vazduh počinje da se penje. Prilikom penjanja vazduh se hladi adijabatski (za 1° na 100 m), tako da bi na visini z imao temperaturu

$$T_a = T_1 - \gamma_a z.$$

U atmosferi u kojoj temperatura opada sa visinom slabije nego za 1 °C/100 m (gde je $\gamma < \gamma_a$) dolazi na nekoj visini z_t do izjednačenja temperature T_a podignutog vazduha sa temperaturom T okolne atmosfere. Kad ovo uzmemo u obzir u gornjim obrascima dobijamo za visinu do koje se podigne zagrejani vazduh:

$$z_t = \frac{T_1 - T_0}{\gamma_a - \gamma}.$$

Ta visina je tim veća što je zagrevanje vazduha pri tlu $(T_1 - T_0)$ jače i što je veći vertikalni temperaturski gradijent ujutru (γ). Ako je npr. $T_1 - T_0 = 5°$ i $\gamma = 0{,}5$ °C/100 m, onda je $z_t = 5/(0{,}01 - 0{,}005)$ m $= 1000$ m.

Vidimo da se zagrejani vazduh može podići srazmerno visoko i da debljina sloja termičke konvekcije zavisi od stanja atmosfere. Ona može biti debela svega nekoliko stotina metara, a ponekada, kada je vazduh pun vlage i vertikalni temperaturni gradijent srazmerno veliki, sloj konvekcije se prostire do same stratosfere.

Nivo kondenzacije i fen. Vazduh, zagrejan u toku vedrog prepodneva preko podloge, često se popne tako visoko da, zbog hlađenja, u njemu dođe do kondenzacije vodene pare. Na mestu kondenzacije nastaje oblak. Nivo gde se prvi put pojavi kondenzacija zove se nivo kondenzacije.

Na drugoj strani često se dešava da se vazduh spušta niz padine planina sa visina gde postoje oblaci. Pri tome se vazduh zagreva što lako dovodi do velikog smanjenja relativne vlažnosti i pri tlu se pojave suvi topli vetrovi poznati pod imenom fen. Pitanje je sada kako se pri ovakvim kretanjima menja relativna vlažnost vazduha.

Menjanje relativne vlažnosti prilikom suvoadijabatskih kretanja vazduha. Neka se nezasićen vazduh kreće adijabatski i to tako da se pri tome sadržina vodene pare u vazduhu ne menja, da je na svakom koraku promena specifične vlažnosti jednaka nuli ($dq = 0$). U tom slučaju je prema jednačini za relativnu vlažnost u diferencijalnom obliku (II. 5)

$$\frac{dU}{U} = -A\frac{dT}{T} + \frac{dp}{p} \qquad (dq = 0).$$

Ako uzmemo u obzir da je prema jednačini statike $dp = -(gp/RT)dz$, dobijamo odavde za promenu relativne vlažnosti prilikom adijabatske promene visine nezasićenog vazduha za jedinicu

$$\frac{dU}{dz} = (A\gamma_a - \gamma_h)\frac{U}{T} \qquad \left(\gamma_h = \frac{g}{R} = 3{,}4^\circ\mathrm{C}/100\ \mathrm{m}\right).$$

Kada pogledamo tablicu 1 (II. 4), vidimo da je pri temperaturama oko 20 °C $A = 18$ i $(A\gamma_a - \gamma_h)/T = (18 \cdot 0{,}01 - 0{,}03)/293\ \mathrm{m}^{-1} = 1/2000\ \mathrm{m}^{-1}$. Zbog toga je približno

$$\frac{dU}{dz} = \frac{U}{2000} m^{-1}.$$

Prema ovoj jednačini dobijamo da je promena relativne vlažnosti na jedinicu odstojanja u vazduhu koji se penje suvoadijabatski pri temperaturama oko +20 °C i relativna vlažnost $U = 20$, odnosno 90% $\frac{dU}{dz} = 1\%$, odnosno 4,5%/100 m. Rela-

tivna vlažnost se dakle prilikom takvog penjanja povećava, i to sve brže. Pošto se A ne menja mnogo sa temperaturom, to dobijene vrednosti približno važe i za druge temperature. Kad bi se vazduh adijabatski spuštao, relativna vlažnost bi se pod jednakim uslovima za jednaku vrednost smanjivala.

Visina nivoa kondenzacije kao funkcije relativne vlažnosti i tačke rose pri tlu. Neka pri tlu relativna vlažnost bude U_0. Na nivou kondenzacije, tj. na visini z_k, je $U = U_k = 1 = 100\%$. Zbog toga je neposredno iznad tla i neposredno ispod nivoa kondenzacije prema gornjoj jednačini u vazduhu koji se adijabatski penje

$$\frac{dU}{dz} = \frac{U_0}{2000}\,\mathrm{m}^{-1}, \quad \text{odn.} \quad \frac{dU}{dz} = \frac{U_k}{2000}\,\mathrm{m}^{-1}.$$

Ako računamo približno za prizemni sloj od tla ($z = 0$) do nivoa kondenzacije ($z = z_k$) sa srednjom vrednošću

$$\frac{dU}{dz} = \frac{U_0 + U_k}{4000}\,\mathrm{m}^{-1}$$

onda, množenjem ove vrednosti sa z_k, dobijamo približno

$$U_k - U_0 = \frac{U_0 + U_k}{4000} z_k \qquad (z_k \text{ u metrima}),$$

a odavde za visinu nivoa kondenzacije

$$z_k = 4000\,\frac{100 - U_0}{100 + U_0}\,\mathrm{m} \qquad (U_0 \text{ u procentima}).$$

Polazeći od toga kako se u vazduhu koji se suvoadijabatski penje menja tačka rose t_{ro}, još krajem prošlog veka američki meteorolog Ferel (Ferrel) je došao do sledeće jednačine za visinu gde se nalazi nivo kondenzacije:

$$z_k = 120\,(t_0 - t_{r0})\,\mathrm{m} \quad (t_0 \text{ i } t_{r0} \text{ u } ^\circ\mathrm{C})$$

gde su t_0 i t_{r0} temperatura i tačka rose pri tlu.

Jednog mirnog vedrog letnjeg prepodneva je npr. relativna vlažnost pri tlu $U_0 = 50\%$. Nivo kondenzacije je tada na visini $4000 \cdot 50/150\,\mathrm{m} \doteq 1300\,\mathrm{m}$.

Tačka rose jednog mirnog dana, kada je ujutru ležala magla, jednaka je približno onoj temperaturi vazduha koja je postojala kada je magla iščezla. Taj podatak je koristan za izračunavanje visine nivoa kondenzacije pomoću Ferelovog obrasca. Ako je npr. $t_0 = 25^\circ$ i $t_{r0} = 20^\circ$ (npr. temperatura vazduha u trenutku kada je magla iščezla), onda je nivo kondenzacije na visini $z_k = 120 \cdot 5\,\mathrm{m} = 600\,\mathrm{m}$ iznad tla. Napominjemo da se oblak pojavljuje na nebu samo tada kada je konvekcija toliko jaka da se prizemni vazduh može podići do ove visine.

Nivo kondenzacije nalazi se obično na nešto većim visinama nego što nam daju gornji obrasci. Zbog difuzije vodene pare se, naime, prilikom penjanja specifična vlažnost smanjuje.

Dobivene jednačine za visinu nivoa kondenzacije mogu da se koriste i za (približno) izračunavanje relativne vlažnosti U_0 i tačke rose t_{r0} pri tlu kada duva fen i kada znamo visinu z_k donje baze oblaka. Tako dobijamo

$$U_0 = 100\,\frac{4000 - z_k}{4000 + z_k} \quad \text{i} \quad t_{r0} = t_0 - \frac{z_k}{120}$$

(z_k u metrima). Ako se npr. baza oblaka nalazi na visini $z_k = 1000\,\mathrm{m}$, onda bi pod gornjim uslovima relativna vlažnost pri tlu bila $U_0 = 60\%$, a tačka rose bila bi za $t_o - t_{ro} = 8{,}3^\circ$ manja od temperature vazduha. Pošto se prilikom spuštanja, za razliku od pre, u dodiru sa zemljinim tlom sadržina vodene pare povećava, u stvarnosti treba očekivati veće vrednosti od dobijenih.

Vlažnoadijabatski temperaturski gradijent. Od nivoa kondenzacije naviše penje se vazduh koji je zasićen vodenom parom. Uglavnom možemo i u ovom slučaju pretpostaviti da se penje adijabatski. Pošto je vazduh zasićen, kažemo da se penje *vlažnoadijabatski*.

Iz jednačine VIII za toplotu dovedenu zasićenom vazduhu (II. 6) i osnovne jednačine statike dobijamo, slično kao za suvoadijabatska kretanja, za promenu temperature zasićenog vazduha kada se njegova visina promeni za dz vrednost

$$dT = -\gamma_{aw}\,dz$$

gde je

$$\gamma_{aw} = K\,\frac{g}{c_{pw}}$$

tzv. vlažnoadijabatski temperaturski gradijent. Ta vrednost jednaka je smanjenju temperature zasićenog vazduha prilikom vlažnoadijabatskog povećanja njegove visine za jedinicu.

Vlažnoadijabatski temperaturski gradijent kao funkcija temperature i pritiska. Kad pogledamo izraze za vrednosti c_{p_w} i K (II. 6) vidimo da one, a s njima i vlažnoadijabatski temperaturski gradijent, zavise od pritiska i temperature. Koliki je taj gradijent pri nekim pritiscima i temperaturama vidimo iz sledeće tablice.

Tablica 8. *Vlažnoadijabatski temperaturski gradijent*

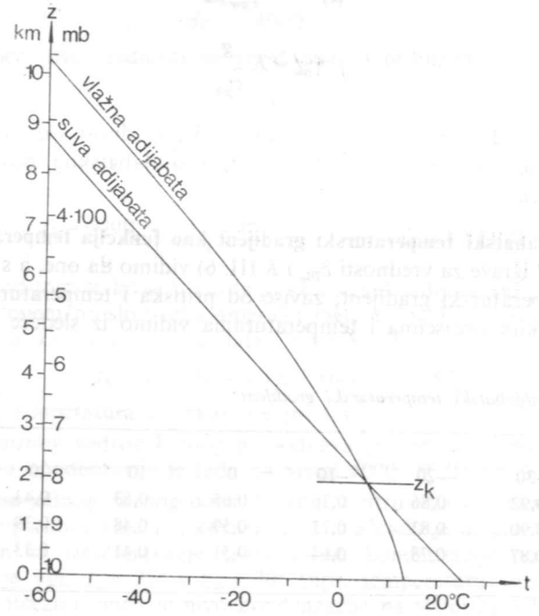
t	—30	—20	—10	0	10	20	°C
$p = 1000$ mb	0,92	0,86	0,76	0,65	0,53	0,43	°C/100 m
750 mb	0,90	0,83	0,71	0,59	0,48	0,39	
500 mb	0,87	0,78	0,64	0,51	0,41	0,33	

Iz tablice vidimo da se vlažnoadijabatski gradijent kreće na visinama gde se stvaraju i zadržavaju padavinski oblaci uglavnom u granicama između 0,5 do 0,7 °C/100 m. On je manji od suvoadijabatskog zbog toga što se prilikom penjanja zasićenog vazduha oslobađa toplota kondenzacije vodene pare koja usporava hlađenje.

Vlažnoadijabatski temperaturski gradijent približava se, sa smanjivanjem temperature kada E teži nuli, suvoadijabatskom. Zbog toga su u višim slojevima atmosfere, gde vazduh sadrži vrlo male količine vodene pare, adijabatska kretanja vazduha uvek tako reći suvoadijabatska.

Adijabate. Menjanje temperature vazduha koji se kreće adijabatski možemo sebi predstaviti i grafički. Na sl. 14 je prikazano kako bi se menjala temperatura vazduha koji bi se do visine $z_k = 2000$ m kretao suvoadijabatski a od te visine, gde se nalazi nivo kondenzacije, vlažnoadijabatski. Prikazana kriva, koja predstavlja temperaturu vazduha kao funkciju pritiska odn. visine, zove se adijabata. Onaj deo krive koji se odnosi na kretanje nezasićenog vazduha (ispod visine $z_a = 2000$ m) predstavlja deo suvoadijabate, a preostali je deo vlažnoadijabate. Kažemo da se vazduh penje na početku po suvoj adijabati, a od nivoa kondenzacije naviše po vlažnoj adijabati.

Termodinamički papiri. Adijabatski procesi su od posebnog značaja za dinamiku atmosfere. Padavine su u najvećoj meri posledica vlažnoadijabatskog hlađenja vazduha prilikom penjanja u oblaku, atmosfera se dinamički zagreva prilikom adijabatskog spuštanja vazduha, zbog adijabatskih kretanja raspored temperature u atmosferi se menja itd. Od velikog značaja je, prema tome, pratiti razna zbivanja



Sl. 14. Menjanje temperature vazduha po suvoj i vlažnoj adijabati prilikom adijabatskog kretanja vazduha u atmosferi.

u atmosferi vezana za adijabatska kretanja vazduha. Radi jednostavnog praćenja promena termodinamičkih veličina stanja pri adijabatskim kretanjima koriste se u meteorologiji termodinamički papiri. To su papiri na kojima su nacrtane razne linije, kao što su izoterme, izobare, suve i vlažne adijabate i linije jednake specifične vlažnosti (izograme).

Pomoću termodinamičkih papira određujemo gde se nalazi pod datim uslovima nivo kondenzacije, koliko bi se vazduh ohladio kad bi se pepeo do određene

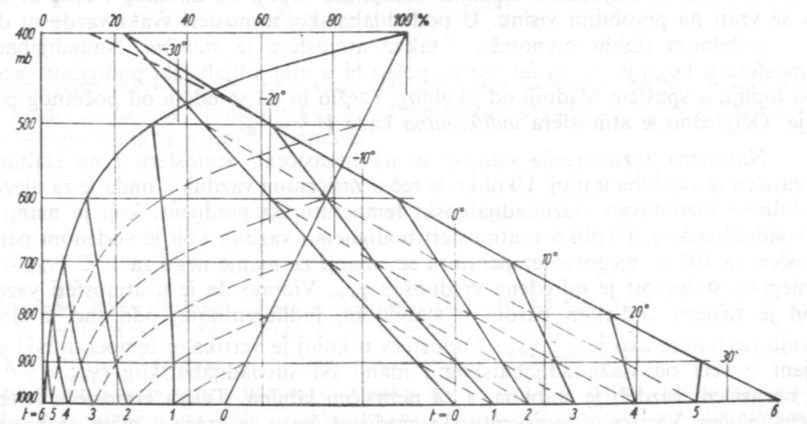
visine adijabatski i koliko bi se pri tome kondenzovalo vodene pare, kakvu bi temperaturu vazduh imao kad bi se sa neke određene visine adijabatski spustio do zemljinog tla itd. Primena termodinamičkih papira u meteorološkoj praksi je svestrana. Možemo napomenuti da prvi termodinamički papir za potrebe meteorologije potiče od čuvenog fizičara Herca (H. Hertz, 1884).

Potencijalna i pseudopotencijalna temperatura. Pomoću termodinamičkih papira lako određujemo potencijalnu temperaturu vazduha, tj. temperaturu koju bi on dobio kad bi suvoadijabatski došao pod pritisak 1000 mb. Slično pomoću termodinamičkog papira nalazimo i pseudopotencijalnu temperaturu. Pseudopotencijalna temperatura je ona koju bi vazduh pod pritiskom 1000 mb imao, ako bi se prethodno adijabatski popeo toliko visoko da bi se iz njega izlučila sva vodena para u vidu padavina i ako bi se posle toga suvoadijabatski vratio pod pritisak od 1000 mb.

Uticaj spuštanja vazduha na vertikalni temperaturski gradijent. Odavno je zapaženo da je pri vedrom vremenu, kada je vazdušni pritisak visok, u planinama srazmerno toplo i da tamo takvih dana temperatura često raste sa visinom. Ovu karakterističnu pojavu prvi je objasnio Margules (1906).

U oblasti visokog vazdušnog pritiska vazduh teče pri tlu pod dejstvom gradijentne sile od centra upolje. Zbog toga postoji u takvim oblastima (anticiklonima) opšte spuštanje vazduha, kao i priticanje vazduha na većim visinama. Prilikom spuštanja vazduh se dinamički (adijabatski) zagreva, što na određeni način utiče na raspored temperature sa visinom.

Neka se spuštanje vrši sa visine z_1 gde se temperatura vazduha u toku vremena ne menja. Na samom početku (u vremenu $t = 0$) neka se temperatura sa visinom smanjuje za manje nego za 1 °C/100 m (sl. 15). Prilikom spuštanja vazduh se adijabatski zagreva, ali ne svuda jednako, pošto zagrevanje zavisi od toga kolika



$t = 0, 1, 2, \ldots 6$ vreme za koje je prikazana temperatura i relativna vlažnost kao funkcija atmosferskog pritiska.

Sl. 15. Obrazovanje inverzije supsidencije i adijabatskog sloja u anticiklonu.

je brzina spuštanja. Zagrevanje je najmanje u najnižim slojevima atmosfere gde se vazduh razilazi i brzina spuštanja je mala. Iz navedenih razloga treba očekivati da se u toku vremena menja raspored temperature sa visinom i to na način kao što je prikazano na sl. 15.

Iz slike vidimo da se neposredno ispod visine z_1 (u prikazanom primeru je na toj visini $p=400$ mb) obrazuje *adijabatski sloj* (gde je temperaturski gradijent jednak adijabatskom γ_a) i da temperatura, sem u adijabatskom sloju, u toku vremena svuda raste.

Uzimajući navedeno u obzir, a uz pomoć slike 15, uviđamo sledeće karakteristike razvoja polja temperature u anticiklonu pod navedenim uslovima:

1. Neposredno ispod visine gde počinje spuštanje vazduha obrazuje se adijabatski sloj u kome se temperatura u toku vremena ne menja i koji postaje sve deblji;

2. U donjem delu troposfere pojavi se u toku vremena temperaturska inverzija koja po intenzitetu jača i postaje sve tanja. Takva inverzija zove se *inverzija supsidencije* (*spuštanja*).

U pogledu stvarnog razvoja polja temperature u anticiklonu postoje u prirodi razne mogućnosti u zavisnosti od vremena trajanja procesa, raspodele brzine sa visinom, menjanja temperature u toku vremena na visini sa koje se spušta vazduh i tako dalje.

Stabilnost atmosfere. U atmosferi temperatura sa visinom obično ne opada jače nego za 1 °C na 100 m visinske razlike. To svakako nije slučajno i u velikoj je meri posledica adijabatskog hlađenja prilikom dizanja i zagrevanja prilikom spuštanja vazduha.

Zamislimo da u nezasićenoj mirnoj atmosferi adijabatski podignemo neki delić vazduha, npr. za 100 m. Pri tome bi se njegova temperatura smanjila za 1 °C. Ako bi u takvoj atmosferi temperatura sa visinom sporije opadala nego za 1 °C na 100 m ($\gamma<\gamma_a$), onda bi podignuti vazduh bio hladniji od okolnog i težio bi da se vrati na prvobitnu visinu. Slično, u takvoj »podadijabatskoj atmosferi« bi vazduh, kome bi adijabatski smanjili visinu, bio topliji od okolnog i opet bi težio da se vrati na prvobitnu visinu. U podadijabatskoj atmosferi svaki vazdušni delić je u stabilnom stanju ravnoteže, i takva atmosfera je *stabilna*. Nadadijabatska atmosfera u kojoj je $\gamma>\gamma_a$ *labilna* je, pošto bi u njoj adijabatski podignuti vazduh bio topliji, a spušteni hladniji od okolnog, i težio bi da se udalji od početnog položaja. Očigledno je atmosfera *indiferentna* kada je $\gamma=\gamma_a$.

Navedena razmatranja odnose se na nezasićenu atmosferu i na stabilnost nezasićenog vazduha u njoj. Ukoliko je reč o zasićenom vazduhu, onda je za njegovu stabilnost merodavan vlažnoadijabatski temperaturski gradijent, koji je manji od suvoadijabatskog. Ukoliko u atmosferi podignemo vazduh koji je vodenom parom zasićen za 100 m, njegova temperatura se smanji za manje nego za 1 °C ($\gamma_{aw}<\gamma_a$) i njegova stabilnost je određena vrednošću γ_{aw}. Vidimo da je u atmosferi vazduh koji je zasićen vodenom parom u stabilnom, indiferentnom, odnosno labilnom stanju ravnoteže ako je $\gamma \lessgtr \gamma_{aw}$. Atmosfera u kojoj je vertikalni temperaturski gradijent γ veći od vlažnoadijabatskog i manji od suvoadijabatskog ($\gamma_{aw}<\gamma<\gamma_a$) za nezasićeni vazduh je stabilna, a za nezasićen labilna. Takva atmosfera zove se *vlažnolabilna*. Vertikalni temperaturski gradijent često se kreće u ovim granicama, atmosfera je često vlažnolabilna. To je od posebnog značaja za razvoj padavinskih oblaka pošto se u takvoj atmosferi vazduh može podići i na vrlo velike visine »sopstvenom snagom«.

Energija nestabilnosti. Vazduh koji je topliji od okolne atmosfere teži da se popne na veće visine. On poseduje zbog toga neku potencijalnu energiju koja se određuje u odnosu na neku proizvoljnu visinu pod uslovom da se vazduh na putu

kreće adijabatski. Ta energija se zove energija nestabilnosti (Refsdal, 1930) i u meteorološkoj praksi se određuje termodinamičkim papirima.

Padavine kao posledica dizanja vazduha u oblaku. Videli smo (II. 5) da sve jače padavine u atmosferi nastaju dizanjem i adijabatskim hlađenjem zasićenog vazduha u oblaku. Koliko jake padavine pri tome mogu nastati, nije teško izračunati.

Kada se zasićenom vazduhu poveća visina adijabatski za dz, njegova temperatura se smanji za $\gamma_{aw}\,dz$ (γ_{aw} vlažnoadijabatski temperaturski gradijent). Pri tome se u tom vazduhu kondenzuje jedan deo vodene pare. Koliko je to, nalazimo iz jedn. VI (II. 5). Treba uzeti samo u obzir da je $dQ_M=0$ i $dp=-g\varrho\,dz=-gpdz/RT$. Lako se možemo uveriti da na taj način dobijamo da se prilikom promene visine za dz u vazduhu mase m kondenzuje

$$dm_a=-dm=\frac{mc_p(\gamma_a-\gamma_{aw})}{L}\,dz$$

vodene pare.

Zamislimo sada vertikalni valjak preseka σ čije se baze nalaze na granicama oblaka, na visinama $z=z_0$ i $z=z_1$. U elementu zapremine $\sigma\delta z$ ovakvog jednog stuba nalazi se masa vazduha $\rho\sigma\delta z$. Ako se u elementu vremena dt visina tog vazduha poveća za dz, u jedinici vremena će se ona povećati za $w=dz/dt$. Ova vrednost nam očigledno predstavlja vertikalnu komponentu brzine vazduha u oblaku. Zbog vertikalnog kretanja vrši se u tom oblaku kondenzacija vodene pare i u svakoj jedinici vremena kondenzuje se prema gornjoj jednačini u posmatranom elementu oblaka

$$P_\sigma=\frac{(\rho\sigma\delta z)\,c_p(\gamma_a-\gamma_{aw})}{L}\,w$$

vodene pare. Ako δz teži nuli, onda dobijamo odavde integraljenjem u granicama od z_0 do z_1 ukupnu količinu kondenzovane vode u posmatranom oblaku iznad jedinice površine u jedinici vremena:

$$P=\int_{z_0}^{z_1}\frac{c_p\varrho}{L}(\gamma_a-\gamma_{aw})\,w\,dz.$$

Nije teško dobijeni izraz pojednostaviti, i to na taj način što promenljive izraze pod znakom za integraljenje zamenimo odgovarajućim srednjim vrednostima: gustinu vazduha sa $\bar{\varrho}$, vlažnoadijabatski temperaturski gradijent sa $\bar{\gamma}_{aw}$ i vertikalnu komponentu brzine u oblaku sa $\bar{w}$. Na taj način dobijamo za produkciju kondenzovane vode u oblaku iznad svake jedinice horizontalne površine u jedinici vremena

$$P=\frac{c_p\bar{\varrho}}{L}(\gamma_a-\bar{\gamma}_{aw})(z_1-z_0)\,\bar{w}.$$

Vidimo da se iz oblaka izlučuje tim više padavina što on sadrži više vodene pare (što veće je $\gamma_a-\bar{\gamma}_{aw}$), što je deblji i što su u njemu uzlazna strujanja vazduha

jača. Za vrednosti koje približno važe za niže slojeve atmosfere: $L = 600$ kcal/kg, $\rho = 1$ kg/m^3 i $\bar{\gamma}_{aw} = 0{,}65$ °C/100 m je

$$P = \frac{0{,}24}{600} \cdot 0{,}0035 \cdot 3600\,(z_1 - z_0)\,\bar{w}\ \text{kg m}^{-2}\,\text{sat}^{-1} = 0{,}005\,(z_1 - z_0)\,\bar{w}\ \text{kg m}^{-2}\,\text{sat}^{-1}.$$

Ukoliko bi sva kondenzovana voda u vidu padavina, kiše ili snega, odmah napustila oblak, onda bi u navedenom primeru iz oblaka debljine $\Delta z = z_1 - z_0$ u vremenu t palo iznad svake jedinice horizontalne površine

$$P = 5\,t\bar{w}\,\Delta z\ \text{kg m}^{-2}$$

padavina (debljina oblaka Δz u kilometrima, vreme t u časovima i srednja vertikalna brzina u oblaku $\bar{w}$ u m sec^{-1}).

Padavinski oblaci obično nisu deblji od tri-četiri kilometra. Uzmimo za primer da je u oblaku debljine 2 km srednja vertikalna brzina $\bar{w} = 10$ cm sec^{-1}. U tom slučaju bi se u jednom satu iz oblaka izlučilo prema dobijenom obrascu

$$P = 5 \cdot 1 \cdot 0{,}1 \cdot 2\ \text{kg m}^{-2} = 1\ \text{kg m}^{-2}$$

padavina. To su umereno jake padavine i vidimo da su vezane za srazmerno male, vertikalne brzine u oblaku. U oblacima grmljavinskih nepogoda koji su nosioci jakih pljuskova može biti $\bar{w}$ i veće od 20 do 30 m sec^{-1}.

Uticaj toplote kondenzacije vodene pare i topljenja leda na temperaturu vazduha vrlo je veliki. Koliki može biti taj uticaj, ne ulazeći u tumačenje pojava koje dovode do pretvaranja vode iz jednog agregatnog stanja u drugo?

Neka se u horizontalnom sloju vazduha debljine Δz iznad površine σ istopi masa m_a snega (npr. snežnih pahuljica). Toplota potrebna za topljenje snega dovodila se iz vazduha u tom sloju iznad površine σ, a to je izazvalo izvesno zahlađenje vazduha. Koliko ono iznosi, lako izračunavamo iz jedn. II (II. 5) ako umesto dQ_m napišemo $-Lm_a$ (L specifična toplota topljenja) i uzmemo u obzir da je u tom slučaju $m = \sigma\rho\Delta z$, gde je ρ (srednja) gustina vazduha u sloju. Na taj način dobijamo za smanjenje temperature

$$-\Delta T = \frac{L}{c_p \rho \Delta z}\,\frac{m_a}{\sigma}$$

gde je m_a/σ masa snega koji se istopio u sloju debljine Δz iznad svake jedinice površine.

Potpuno sličnu jednačinu bismo dobili i za slučaj kada u nekom sloju voda isparava ili kada u njemu dolazi do kondenzacije vodene pare, što se redovno dešava u atmosferi na visinama padavinskih oblaka. U tom slučaju treba pod L podrazumevati specifičnu toplotu isparavanja i umesto $-\Delta T$ treba pisati $+\Delta T$. Da bismo imali opšti obrazac, polazimo od gornje jednačine za ΔT. Pod L ćemo podrazumevati ili jednu ili drugu toplotu, na levoj strani pisaćemo samo ΔT, a na desnoj strani stavićemo ispred izraza u gornjoj jednačini znak $\pm$. Prema tome je

$$\Delta T = \pm \frac{L}{c_p \rho \Delta z}\,\frac{m_a}{\sigma}$$

$\left(\frac{L}{c_p} = 2500°\right.$ za kondenzaciju i isparavanje, a 330° za topljenje i smrzavanje$\left.\right)$. Kod smrzavanja i kondenzacije treba uzeti »+«, a kod topljenja i isparavanja »—«.

Važno je napomenuti da pod ΔT treba podrazumevati srednju vrednost promene temperature u sloju, pošto pretvaranje vode iz jednog agregatnog stanja u drugo u jednom takvom sloju nije svuda jednako. Naročito je to slučaj prilikom kondenzacije, kada često postoje samo pojedine ćelije sa uzlaznim strujanjima gde se vrši kondenzacija i hlađenje a pored njih se vazduh spušta i zagreva i kondenzacija se ne vrši. Kad saberemo sve te uticaje adijabatskog hlađenja, prilikom dizanja, i jačeg suvoadijabatskog zagrevanja, prilikom spuštanja, dobijamo srednju vrednost porasta temperature koja je navedena gore.

Za primer uzimamo da je $\rho = 1$ kg m^{-3}, $\Delta z = 300$ m i zbog kondenzacije $m_a/\sigma = 1$ kg m^{-2}. Pod takvim uslovima bi se sloj debljine $\Delta z = 300$ m u proseku zagrejao za $\frac{2500}{1 \cdot 300} \cdot 1° = 8{,}3°$! Ako bi zbog topljenja snega u takvom jednom sloju bilo opet $m/\sigma = 1$ kg m^{-2}, onda bi se temperatura tog sloja u proseku smanjila za $330/300° = 1{,}1°$!

8. KORIOLISOVA SILA I JEDNAČINA ZA RELATIVNA KRETANJA

Pojam apsolutnog i relativnog kretanja. Zamislimo da se neko telo kreće pravolinijski konstantnom brzinom. U takvom slučaju, prema poznatim principima dinamike, na telo ili ne deluje nikakva sila ili je pak rezultanta svih sila koje deluju na telo jednaka nuli. Kada govorimo o takvom kretanju zamišljamo da smo mi, koji posmatramo kretanje, u stanju mirovanja u odnosu na okolinu u kojoj se telo kreće. Ali, pitanje je da li bi se to isto telo kretalo pravolinijski i konstantnom brzinom i za nekog posmatrača koji se kreće. Možemo se lako uveriti da bi to važilo samo za svakog onog posmatrača koji bi se u odnosu na tu okolinu kretao pravolinijski konstantnom brzinom. Za svakog drugog posmatrača kretanje tela bi izgledalo nejednako (ubrzano ili usporeno, a možda i krivolinijsko) i za njega bi se telo kretalo tako kao da na njega deluje neka sila.

Vidimo da je sila, u stvari, relativan pojam i da jednačina dinamike

$$\mathbf{F} = m\mathbf{a}$$

(**F** vektor sile, odnosno rezultanta svih sila koje deluju na telo mase m, **a** vektor ubrzanja) važi samo pod određenim uslovima, odnosno da je možemo neposredno koristiti samo u takvom sistemu koji je u odnosu na okolinu u kojoj se telo kreće u stanju mirovanja ili se pak pravolinijski kreće konstantnom brzinom. Kretanja u odnosu na takav sistem zovu se apsolutna, a kretanja u odnosu na svaki drugi sistem zovu se relativna.

Pojam spoljašnje sile i pojam sile inercije. Gornju jednačinu možemo pisati i u obliku

$$\mathbf{F} + \mathbf{I} = 0$$

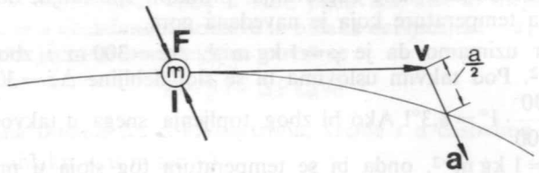
gde je

$$\mathbf{I} = -m\,\mathbf{a}.$$

Sila **F** je spoljašnja sila, tj. sila koja od spolja deluje na telo. Sila **F** je sila inercije koja se javlja u telu i deluje u pravcu delovanja sile **F** nasuprot ovoj sili. **I** je po

intenzitetu jednaka sili **F** i srazmerna je intenzitetu ubrzanja **a**. Kako se odražava dejstvo sile **F** na promenu kretanja prikazuje nam sl. 16.

Kao svaki vektor, tako možemo i silu inercije **I** rastaviti u dve komponente: u tangencijalnu $\mathbf{I}_t$ koja deluje u pravcu kretanja, i u normalnu **Z** koja deluje normalno na pravac kretanja $\mathbf{I}=\mathbf{I}_t+\mathbf{Z}$. Komponenta **Z** zove se *centrifugalna sila.*



Sl. 16. Promena kretanja tela kao posledica dejstva spoljašnje sile.

Centrifugalna sila **Z** deluje prema spoljašnjoj strani putanje. Ona je srazmerna masi m tela i kvadratu brzine v, a obrnuto je srazmerna poluprečniku r luka po kome se telo trenutno kreće, dakle

$$\mathbf{Z}=\frac{mv^2}{r}$$

Koriolisova sila (sila devijacije). Posmatrač na Zemlji ne primećuje da se zajedno sa Zemljom okreće, da se svaka tačka čvrstog zemljinog tla kreće po kružnoj liniji sa centrom na osi rotacije Zemlje. Zbog toga za posmatrača na Zemlji na svako telo deluje neka prividna sila, koja u stvari za posmatrača koji bi imao stalan položaj u odnosu na zemljinu osu ne postoji. Tako za nas na tela deluje sila teže kao spoljašnja sila iako je, gledano »apsolutno«, samo jedna komponenta ove sile, tj. sila gravitacije, spoljašnja sila. Za nas je, prema tome, i centrifugalna sila kao druga komponenta sile teže (sl. 3), spoljašnja sila, iako je to, gledano »apsolutno«, sila inercije tela. Ta sila inercije se javlja zbog obrtanja zajedno sa Zemljom.

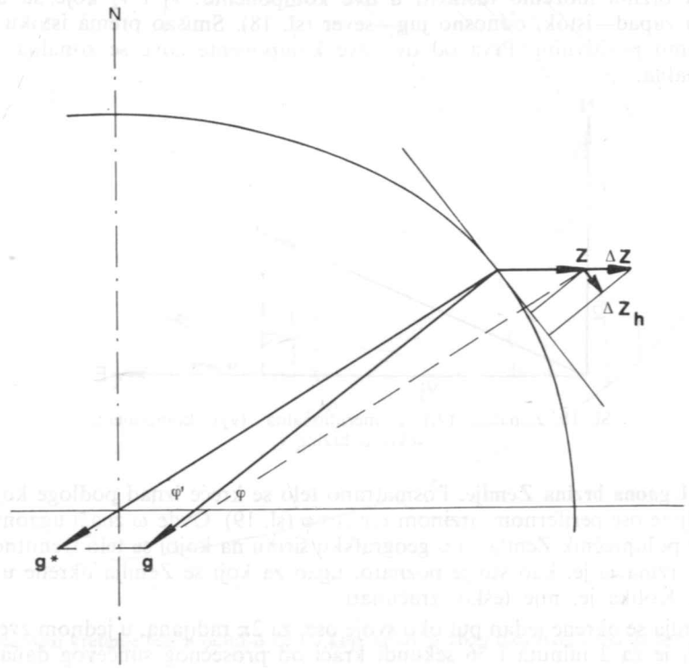
Prilikom kretanja vazduha u atmosferi javlja se, pored navedene, još jedna prividna sila zbog koje se često menja pravac kretanja vazduha i zbog koje se u atmosferi na većim visinama vazduh kreće uglavnom u pravcu izobara. Ta sila je za atmosfersku dinamiku, kao što ćemo videti u toku naših daljih izlaganja, od osnovnog značaja. Poznata je pod imenom Koriolisova sila ili sila devijacije.

Krug inercije. Zamislimo da se po potpuno glatkoj vodoravnoj zemljinoj podlozi kreće neko telo bez trenja. Neka se kretanje vrši na severnoj polulopti i na početku tačno prema severu.

Posmatrano telo rotira zajedno sa Zemljom od zapada prema istoku i to na početku jednakom brzinom kao tlo ispod njega. Razlika između te dve brzine na početku jednaka je nuli. Pošto zbog inercije telo zadržava svoju brzinu prema istoku a tlo se tim sporije kreće što smo bliže polu (periferna brzina čvrstog zemljinog tla srazmerna je odstojanju tela od zemljine ose rotacije), to se ta razlika u toku vremena povećava. Zbog toga bi posmatrač na Zemlji video da telo menja svoj pravac kretanja i to prema istoku i da nastala komponenta brzine prema istoku postaje sve veća.

U posmatranoj fazi kretanja telo se brže kreće prema istoku, tj. brže rotira od zapada prema istoku nego tlo ispod njega. Time je povećano dejstvo centrifugalne sile **Z** koja postoji zbog rotacije Zemlje. Horizontalna komponenta $\Delta\mathbf{Z}_h$ tog priraštaja deluje prema jugu (sl. 17) i time još više krivi put tela udesno.

Opisana dva efekta imaju za posledicu da telo menja pravac kretanja udesno: od severa prema severoistoku i istoku. Kada se pravac kretanja promeni na istočni, prvo opisano dejstvo, očigledno, ne utiče više na pravac kretanja, ali drugo opisano dejstvo postaje jače i put tela se i dalje povija udesno, tj. prema jugoistoku i jugu. Pri tome ponovo dolazi do izražaja prvi uticaj, i to sve većim i većim dejstvom, a drugi se gubi. Posle izvesnog vremena telo se vrati na prvobitnu širinu i to na mesto koje leži istočnije od tačke u kojoj se ono na početku našeg posmatranja nalazilo.



Sl. 17. Meridionalna komponenta Koriolisove sile kao posledica povećanog dejstva centrifugalne sile prilikom kretanja tela od zapada prema istoku.

Sličnim razmišljanjem možemo se uveriti da se put i prilikom daljeg kretanja, tj. na geografskim širinama koje su manje od prvobitne, savija udesno i da se posle izvesnog vremena telo ponovo vrati na prvobitnu širinu u blizini tačke gde se na početku nalazilo.

Na južnoj polulopti telo bi se kretalo slično, samo umesto udesno put bi se savijao ulevo.

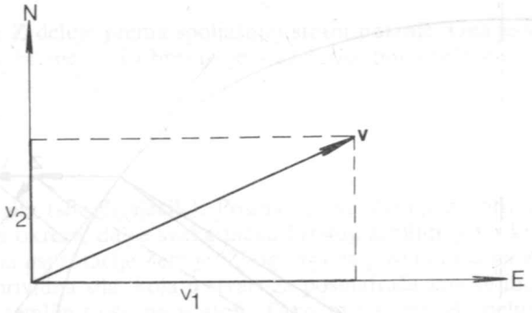
U odnosu na posmatrača na Zemlji posmatrano telo stalno menja pravac kretanja. Za njega, prema tome, na telo deluje neka sila u horizontalnom pravcu.

To je u stvari prividna sila, pošto se kretanje vrši bez trenja i normalno na silu teže. Ta prividna sila je Koriolisova sila.

Kao što ćemo odmah videti, Koriolisova sila zavisi od mase i brzine tela, kao i od geografske širine na kojoj se telo nalazi. Ona deluje uvek normalno na put i zbog toga ne utiče na brzinu tela. Kad uzmemo ovo u obzir, vidimo da se posmatrano telo, ukoliko se prilikom kretanja ne menja mnogo geografska širina, kreće približno po kružnoj liniji, po tzv. krugu inercije.

Izračunavanje Koriolisove sile. a) **Zonalna i meridionalna komponenta brzine.** Radi izračunavanja Koriolisove sile, posmatrajmo kretanje tela po vodoravnoj površini bez trenja.

Neka se kretanje vrši brzinom **v** u odnosu na mirujuće zemljino tlo. Ovu relativnu brzinu možemo rastaviti u dve komponente: v_1 i v_2 koje su usmerene u pravcu zapad—istok, odnosno jug—sever (sl. 18). Smisao prema istoku i severu smatraćemo pozitivnim. Prva od ove dve komponente zove se zonalna, a druga meridionalna.



Sl. 18. Zonalna (v_1) i meridionalna (v_2) komponenta vektora brzine **v**.

b) **Ugaona brzina Zemlje.** Posmatrano telo se kreće iznad podloge koja rotira oko zemljine ose perifernom brzinom $\omega r \cos \varphi$ (sl. 19). Ovde ω znači ugaonu brzinu Zemlje, r poluprečnik Zemlje, a φ geografsku širinu na kojoj se telo trenutno nalazi. Ugaona brzina ω je, kao što je poznato, ugao za koji se Zemlja okrene u jedinici vremena. Kolika je, nije teško izračunati:

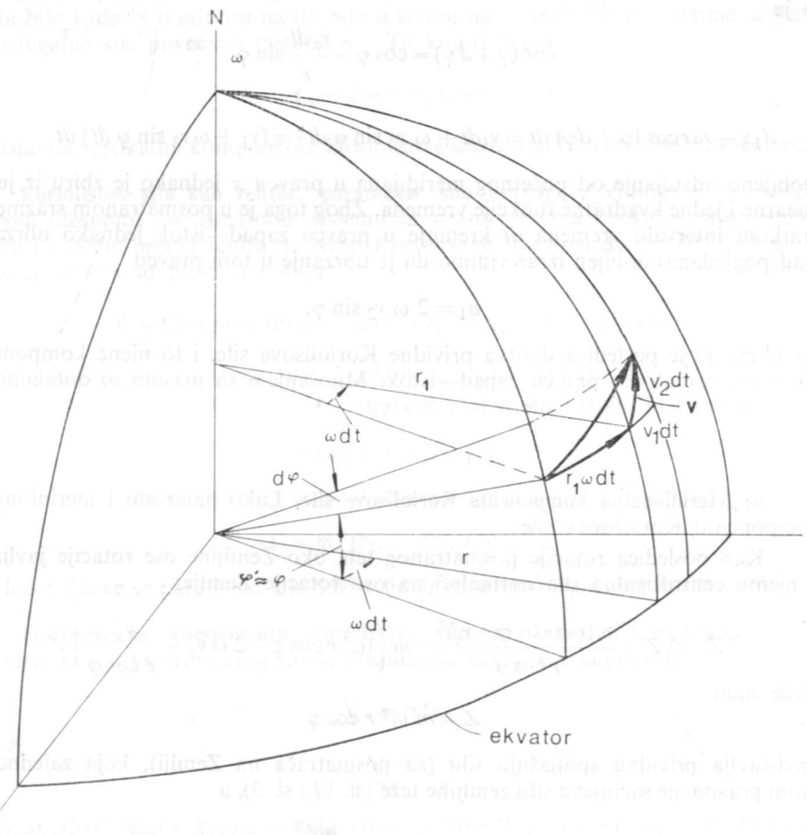
Zemlja se okrene jedan put oko svoje ose, za 2π radijana, u jednom zvezdanom danu koji je za 3 minuta i 56 sekundi kraći od prosečnog sunčevog dana. Prema tome je

$$\omega = \frac{2\pi}{24 \cdot 60 \cdot 60 - 4 \cdot 60 + 4} \text{ radijana sec}^{-1} = 7 \cdot 292 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$$

c) **Zonalna komponenta Koriolisove sile.** Posmatrano telo bi u srazmerno kratkom intervalu vremena dt, zbog komponente brzine v_2, došlo od geografske širine φ na geografsku širinu $\varphi + d\varphi$ i pri tome bi u pravcu jug—sever prešlo put $v_2\, dt$. Jednovremeno telo prevali neki put u pravcu zapad—istok. Za posmatrača koji zajedno sa Zemljom rotira bio bi taj put $v_1\, dt$, a za posmatrača koji bi bio u stanju mirovanja u odnosu na centar Zemlje taj put bi bio (sl. 19. v. i sl. 3).

$$d_1x = (\omega\, r \cos \varphi + v_1)\, dt$$

gde je $\omega\, r \cos \varphi$ periferna brzina zemljinog tla mirujućeg u odnosu na posmatrača koji zajedno sa Zemljom rotira na geografskoj širini φ. Periferna brzina mirujućeg zemljinog tla na širini $\varphi + d\varphi$ na kojoj se na kraju intervala dt nalazi posmatrano telo je $\omega\, r \cos (\varphi + d\varphi)$. Kada uzmemo ovo u obzir, kao i gornju vrednost d_1x, vidimo



Sl. 19. Relativno kretanje tela u odnosu na tlo koje se javlja zbog njegovog kretanja prema severu

da bi, zbog razlika u perifernim brzinama mirujućeg zemljinog tla na geografskim širinama φ i $\varphi + d\varphi$ posmatrano telo bilo na kraju intervala vremena dt u pravcu zapad—istok udaljeno od meridijana (pravca jug—sever) na kome se ono nalazilo na početku tog intervala za

$$d_1x = \omega\, r \cos (\varphi + d\varphi)\, dt = (\omega\, r \cos \varphi + v_1)\, dt - \omega\, r \cos (\varphi + d\varphi)\, dt$$

Smatrali smo da je interval vremena dt srazmerno mali. Zbog toga možemo dobijeni izraz pojednostaviti:

Ako uzmemo u obzir da je

$$\cos (\varphi + d\varphi) = \cos \varphi \cos d\varphi - \sin \varphi \sin d\varphi$$

i da je zbog srazmerno male vrednosti dt (sl. 19)

$$\cos d\varphi = 1 \quad \text{i} \quad \sin d\varphi = d\varphi = \frac{v_2 dt}{r},$$

to je

$$\cos(\varphi + d\varphi) = \cos\varphi - \frac{v_2 dt}{r}\sin\varphi$$

i

$$d_1 x - \omega r \cos(\varphi + d\varphi)\, dt = v_1 dt + \omega v_2 \sin\varphi\, dt^2 = (v_1 + \omega v_2 \sin\varphi\, dt)\, dt$$

Dobijeno odstojanje od početnog meridijana u pravcu x jednako je zbiru iz jedne linearne i jedne kvadratne funkcije vremena. Zbog toga je u posmatranom srazmerno kratkom intervalu vremena dt kretanje u pravcu zapad—istok jednako ubrzano. Kad pogledamo dobijen izraz vidimo da je ubrzanje u tom pravcu

$$a_1 = 2\,\omega\, v_2 \sin\varphi.$$

To ubrzanje je posledica dejstva prividne Koriolisove sile, i to njene komponente C_1 u horizontalnom pravcu zapad—istok. Množenjem sa masom m dobijamo za komponentu Koriolisove sile u tom pravcu:

$$C_1 = 2\, m\, \omega\, v_2 \sin\varphi$$

d) **Meridionalna komponenta Koriolisove sile.** Lako nalazimo i meridionalnu komponentu Koriolisove sile:

Kao posledica rotacije posmatranog tela oko Zemljine ose rotacije javlja se u njemu centrifugalna sila normalno na osu rotacije Zemlje:

$$Z + \Delta Z = \frac{m(\omega r \cos\varphi + v_1)^2}{r\cos\varphi} = m\left((\omega^2 r\cos\varphi + 2\omega v_1 + \frac{v_1^2}{r\cos\varphi}\right).$$

Ovde nam

$$Z = m\,\omega^2 r\cos\varphi$$

predstavlja prividnu spoljašnju silu (za posmatrača na Zemlji), koja zajedno sa silom gravitacije sačinjava silu zemljine teže (sl. 17 i sl. 3), a

$$\Delta Z = 2m\omega v_1 + \frac{m v_1^2}{r\cos\varphi}$$

onaj deo centrifugalne sile koji je posledica relativnog kretanja v_1 (u pravcu zapad—istok). Ovaj deo utiče na kretanje tela u pravcu jug—sever (u meridionalnom pravcu), dakle na komponentu brzine v_2. Ako drugi član izraza za ΔZ u poređenju sa prvim zanemarimo (što nije dozvoljeno samo u najužoj polarnoj oblasti), vidimo da u pravcu y koji je usmeren prema severu zbog postojanja komponente v_1 deluje sledeća komponenta centrifugalne sile:

$$C_2 = -2\, m\, \omega\, v_1 \sin\varphi$$

Znak minus stavljen je zbog toga što je, u saglasnosti sa našim izborom koordinatnog sistema, ta komponenta na severnoj polulopti gde je $\sin\varphi > 0$ negativna ako je $v_1 > 0$, ako se, dakle, telo kreće prema istoku — u pravcu y. Jednakim razmatranjima možemo videti da ta jednačina važi i za južnu poluloptu. Sila C_2 nam predstavlja horizontalnu komponentu Koriolisove sile u pravcu jug—sever.

e) **Vertikalna komponenta Koriolisove sile.** Zbog vertikalne komponente $C_v = \Delta Z \cos\varphi$ sile ΔZ telo koje se kreće prema istoku (zapadu) je lakše (teže) nego što bi bilo kada bi u odnosu na tlo bilo u stanju mirovanja. Time je, naime, dejstvo centrifugalne sile povećano (smanjeno). Ta komponenta

$$C_v = 2\, m\, \omega\, v_1 \cos\varphi$$

predstavlja vertikalnu komponentu Koriolisove sile (drugi član smo opet zanemarili).

Koriolisova sila kao vektor, parametar sile devijacije. Vidimo da u ortogonalnom (desnom) koordinatnom sistemu sa x osom prema istoku, y osom prema severu i z osom prema zenitu možemo Koriolisovu silu koja deluje na telo koje se kreće horizontalno pisati u obliku:

$$\mathbf{C} = (2\, m\, \omega\, v_2 \sin\varphi,\ -2\, m\, \omega\, v_1 \sin\varphi,\ 2\, m\, \omega\, v_1 \cos\varphi)$$

U zagradi napisane vrednosti znače, redom kojim su napisane, komponente te sile u pravcima x, y i z. Ako zbog jednostavnosti pisanja stavimo

$$f = 2\,\omega\sin\varphi \quad \text{i} \quad f' = 2\,\omega\cos\varphi$$

onda dobijamo za $\mathbf{C}$ sledeći jednostavni izraz:

$$\mathbf{C} = m(fv_2,\ -fv_1,\ f'v_1).$$

Vrednost f zove se parametar sile devijacije ili parametar Koriolisove sile.

Horizontalna komponenta Koriolisove sile. a) Jačina. Komponente mfv^2 i $-mfv_1$ leže u horizontalnoj ravni. Rezultanta ove dve komponente

$$C_h = mfv$$

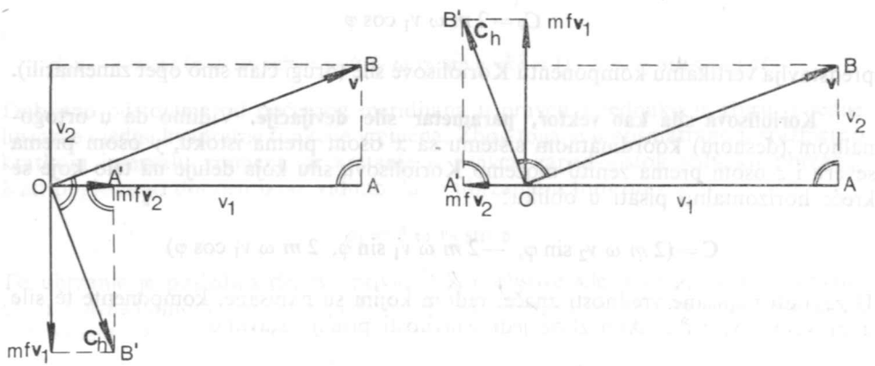
gde je

$$v = \sqrt{v_1^2 + v_2^2}$$

(horizontalna) brzina kojom se telo kreće, je zbog toga jačina kojom Koriolisova sila deluje u vodoravnom pravcu. Ta horizontalna komponenta Koriolisove sile je srazmerna masi m i brzini v tela kao i parametru f (sinusu geografske širine na kojoj se telo kreće). Ona se, dakle, sa geografskom širinom povećava i na ekvatoru ne postoji.

Kao primer navodimo da bi na geografskoj širini $\varphi = 45°$, gde je $f = 2\,\omega\sin\varphi = 2 \cdot 7{,}29 \cdot 10^{-5} \cdot 0{,}707\ \text{sec}^{-1} = 1{,}03 \cdot 10^{-4}\ \text{sec}^{-1}$ na telo mase $m = 10$ tona $= 10\,000$ kg koje bi se kretalo brzinom $v = 10\ \text{m sec}^{-1}$ delovala Koriolisova sila u horizontalnom pravcu silom $C_h = 10^4 \cdot 1{,}03 \cdot 10^{-4} \cdot 10\ \text{kg m sec}^{-2} = 1$ kp. U jednom kubnom kilometru vazduha iz nižih slojeva atmosfere nalazi se približno masa vazduha od 10^9 kg. Na ovakav »delić« vazduha delovala bi pod jednakim uslovima u vodoravnom pravcu sila devijacije jačinom 10^5 kp $= 100$ tona! Pošto za $\varphi = 45°$ važi da je $\sin\varphi = \cos\varphi$ to bi u navedenom primeru taj vazduh kada bi se brzinom od $10\ \text{m sec}^{-1}$ kretao prema istoku (zapadu) bio za toliko lakši (teži).

b) **Pravac i smisao delovanja.** Sl. 20 nam prikazuje vektor brzine v sa komponentama u zonalnom i meridionalnom pravcu, kao i vektor Koriolisove sile sa svojim komponentama u ta dva ista pravca. Pri crtanju slike bilo je uzeto u obzir da je $C_1 = mfv_2$, $C_2 = -mfv_1$ i zbog toga $C_1 : C_2 = v_2 : (-v_1)$.



Sl. 20. Konstrukcija Koriolisove sile iz koje se vidi pravac i smisao u kome ona deluje.

Očigledno su trouglovi OAB i OA′B′ slični. Kad uzmemo to u obzir, vidimo da Koriolisova sila deluje normalno na vektor brzine i to na severnoj polulopti udesno kada gledamo u pravcu i smislu kretanja tela. Na južnoj polulopti deluje u suprotnom smislu.

Za procese u atmosferi od posebnog je značaja horizontalna komponenta Koriolisove sile. Vertikalna komponenta deluje u pravcu delovanja sile teže i od ove je uvek neuporedivo manja.

Neki podaci o krugu inercije. Kada se na severnoj polulopti po potpuno glatkoj vodoravnoj podlozi kreće telo brzinom v, na njega deluje u horizontalnom pravcu normalno na vektor brzine Koriolisova sila jačinom mfv. U saglasnosti sa jednačinom dinamike ta sila, kao spoljašnja, treba da bude jednaka centrifugalnoj koja deluje na suprotnu stranu i koja je posledica stalnog menjanja pravca kretanja tela. Prema tome je

$$mfv = m\frac{v^2}{r_i}$$

gde je r_i poluprečnik kruga inercije. Odavde dobijamo da je poluprečnik kruga inercije

$$r_i = \frac{v}{f}$$

srazmeran brzini kretanja tela i obrnuto srazmeran sinusu geografske širine. On uopšte ne zavisi od mase tela. Za $\varphi = 45°$ ($f = 10^{-4}\ \mathrm{sec}^{-1}$) i $v = 10\ \mathrm{m\ sec}^{-1}$ je $r_i = 10^5\ \mathrm{m} = 100\ \mathrm{km}$.

Koriolisova sila deluje normalno na pravac kretanja. Zbog toga ona ništa ne utiče na brzinu (u užem smislu reči) i telo se kreće po krugu konstantnom brzinom v. Ako telo jedan put obiđe ceo krug u vremenu t_1, onda je očigledno

$$2\pi r_i = vt_1.$$

Ako uzmemo u obzir gornju vrednost za r_1, vidimo da je

$$t_i = \frac{2\pi}{f}.$$

Vreme jednog obilaska, prema tome, ne zavisi ni od mase tela ni od brzine. Ako bismo dakle sa jednog te istog mesta bacili više tela po idealno glatkoj vodoravnoj podlozi raznim brzinama, sva tela bi jednovremeno došla nazad.

Videli smo da je $f = 2\omega \sin\varphi = 2 \cdot \frac{2\pi}{24 \cdot 60 \cdot 60\ \mathrm{sec}} \sin\varphi = 2 \cdot \frac{2\pi}{24\ \mathrm{h}} \sin\varphi$. Prema tome je

$$t_1 = 12/\sin\varphi \text{ časova.}$$

Taj period jednak je vremenu koje je potrebno da se Fukolovo (Foucoult) klatno prvi put ponovo vrati u početnu ravan klaćenja.

Jednačina za relativna kretanja vazduha. Na svaki delić vazduha u atmosferi deluje sila teže P, gradijentna sila G, razne sile trenja R i prividna sila devijacije C koja postoji za posmatrača koji je u stanju mirovanja u odnosu na zemljino tlo. U takvom sistemu jednačina kretanja za vazduh glasi

$$\mathbf{P} + \mathbf{G} + \mathbf{R} + \mathbf{C} = m\mathbf{A}$$

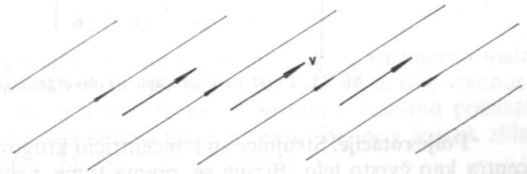
gde je **A** ubrzanje vazduha u odnosu na zemljino tlo, to jest tzv. relativno ubrzanje. To je poznata Ojlerova jednačina dinamike za relativna kretanja vazduha.

9. NEKE OSOBINE STRUJNOG POLJA FLUIDA

Elementarna strujna polja. U atmosferi se vazduh kreće u saglasnosti sa jednačinama dinamike (II. 8) na razne načine. U sklopu vrtloga najvećih razmera, ciklona i anticiklona, vazduh rotira, na drugim mestima vazduh se kreće pravolinijski, negde se penje ili spušta i pri tome mu se zapremina povećava ili smanjuje. Iz teorijskih posmatranja proizlazi da možemo u svakoj, srazmerno maloj oblasti, ma koje strujno polje smatrati kao zbir četiri osnovna elementarna strujna polja: polja translacije, deformacije, divergencije i rotacije.

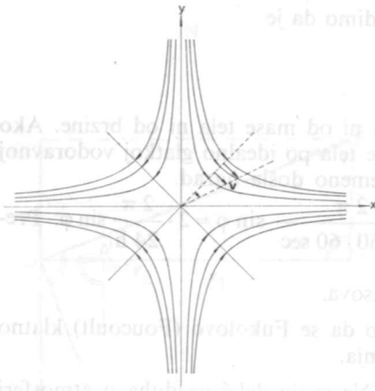
Vremenske pojave se odigravaju u srazmerno vrlo tankom sloju koji okružuje zemljinu kuglu: gledano iz daleka vazdušne mase se kreću uglavnom horizontalno. Zbog toga ćemo ovde kratko opisati dvodimenzionalna elementarna strujna polja.

Polje translacije. Vazduh se svuda kreće jednakom brzinom i po pravcu i po intenzitetu. *Strujnice*, tj. linije koje leže u pravcu strujanja, su paralelne prave (sl. 21). U ovakvom polju ne menja se zapremina vazduha, ni po izgledu ni po obliku.



Sl. 21. Polje translacije.

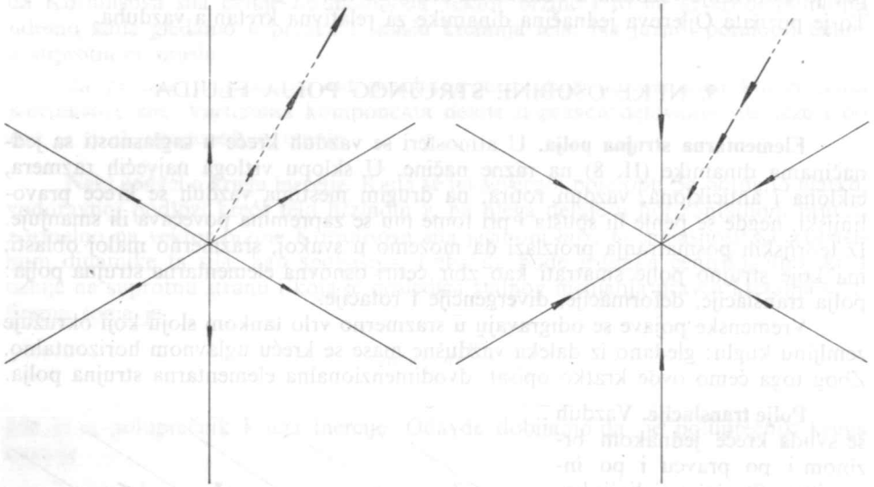
Polje deformacije. Strujnice su koncentrične ravnostrane hiperbole i brzina im se u ma kom pravcu od centra upolje linearno povećava (sl. 22). Prilikom kretanja ne menja se zapremina delića vazduha, ali se menja njihov oblik (sl. 22). Prilikom približavanja zajedničkom centru hiperbole (centru polja) dimenzije delića se smanjuju u pravcu strujanja, a prilikom udaljavanja od centra dimenzije delića se povećavaju u pravcu strujanja. Osa prema kojoj struji vazduh sa jedne i druge strane (osa x na slici) zove se *osa rastezanja.*



Sl. 22. Polje deformacije sa osom rastezanja (x) i osom stezanja (y).

Normalno na ovu osu stoji *osa stezanja,* koja isto tako kao osa rastezanja prolazi kroz centar polja.

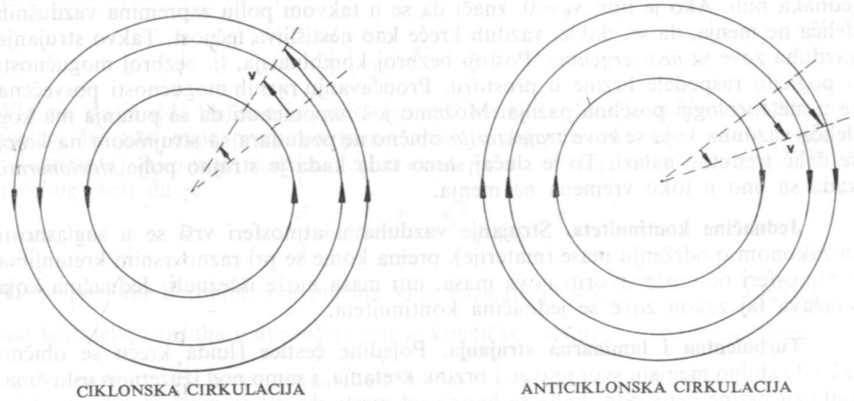
Polje divergencije. Strujnice su prave i idu kroz jednu zajedničku tačku: centar polja. Kada vazduh struji prema centru, ta tačka se zove *tačka konvergencije* (sl. 23). Ako se pak strujanje vrši od centra upolje, ona se zove *tačka divergencije.* Slično kao kod polja deformacije, i u ovom slučaju brzina vazduha povećava se linearno sa udaljavanjem od centra. Pri svom kretanju delići vazduha ne menjaju svoj oblik, ali im se menja zapremina. Pri divergenciji (strujanju od centra) zapremina se povećava, pri konvergenciji (strujanju ka centru) ona se smanjuje.



Sl. 23. Polje divergencije, a) divergencija, b) konvergencija.

Polje rotacije. Strujnice su koncentrični krugovi. Vazduh rotira oko zajedničkog centra kao čvrsto telo. Brzina se, prema tome, i ovde od centra linearno povećava. Prilikom kruženja delići vazduha ne menjaju ni oblik, ni zapreminu. Kretanje se

može vršiti i u jednom i u drugom smislu (sl. 24). O *ciklonskoj rotaciji* govorimo kada na severnoj polulopti vazduh rotira, gledano od gore, u pozitivnom smislu (u suprotnom smislu obrtanja kazaljke na satu), a na južnoj u negativnom. Rotacija suprotna od ciklonske zove se *anticiklonska.*



Sl. 24. Polje rotacije.

Strujno polje kao rezultat elementarnih strujnih polja. U ma kojoj tački T u atmosferi u ma kom trenutku vremena $t = t_0$ vazduh struji nekom određenom brzinom, npr. $\mathbf{v}$. To je vektor brzine sa tri komponente koje leže u pravcu osa x, y, z proizvoljno izabranog ortogonalnog koordinatnog sistema. Te komponente neka budu u, v, w. Ako idemo u pravcu x i udaljimo se od tačke T za jedinicu, onda se pri tome komponente vektora brzine $\mathbf{v}$ promene za $\frac{\partial u}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial x}, \frac{\partial w}{\partial x}$. Odgovarajuće promene u pravcima y i z su $\frac{\partial u}{\partial y}, \frac{\partial v}{\partial y}, \frac{\partial w}{\partial y}$, odn. $\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial w}{\partial z}$. Tih devet vrednosti, od kojih neke ili sve mogu biti jednake nuli, vezane su za svaku tačku strujnog polja i sve zajedno predstavljaju neku posebnu fizičku veličinu koja se zove tenzor i piše na sledeći način:

$$\nabla \mathbf{v} = \begin{cases} \frac{\partial u}{\partial x}, & \frac{\partial v}{\partial x}, & \frac{\partial w}{\partial x} \\ \frac{\partial u}{\partial y}, & \frac{\partial v}{\partial y}, & \frac{\partial w}{\partial y} \\ \frac{\partial u}{\partial z}, & \frac{\partial v}{\partial z}, & \frac{\partial w}{\partial z} \end{cases}$$

Vektor brzine $\mathbf{v}$ i tenzor $\Delta\,\mathbf{v}$ tačno određuju strujno polje u srazmerno maloj oblasti tačke T u određenom trenutku vremena. U opštem slučaju te dve vrednosti su funkcije vremena t i koordinata x, y i z. Koristeći se njima možemo pokazati da je u svakoj tački u srazmerno maloj oblasti tačke T vektor brzine $\mathbf{v}$ jednak zbiru četiri parcijalna vektora brzine (sl. 21 do 24):

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_t + \mathbf{v}_d + \mathbf{v}_v + \mathbf{v}_r$$

gde nam parcijalne brzine predstavljaju brzine elementarnih polja translacije, deformacije, divergencije i rotacije sa zajedničkim centrom u tački T. Svako strujno polje je dakle u opštem slučaju rezultanta četiri elementarna strujna polja.

Parcijalne brzine mogu imati različite vrednosti i svaka od njih može biti jednaka nuli. Ako je npr. $v_v = 0$, znači da se u takvom polju zapremina vazdušnih delića ne menja, da se, dakle, vazduh kreće kao nestišljiva tečnost. Takvo strujanje vazduha zove se *nedivergentno*. Postoji bezbroj kombinacija, tj. bezbroj mogućnosti u pogledu raspodele brzine u prostoru. Proučavanju raznih mogućnosti posvećena je u meteorologiji posebna pažnja. Možemo još napomenuti da se putanja ma kog delića vazduha koja se zove *trajektorija* obično ne podudara sa strujnicom na kojoj se delić trenutno nalazi. To je slučaj samo tada kada je strujno polje *stacionarno*, kada se ono u toku vremena ne menja.

Jednačina kontinuiteta. Strujanje vazduha u atmosferi vrši se u saglasnosti sa zakonom o održanju mase (materije), prema kome se pri raznovrsnim kretanjima u atmosferi ne može stvoriti nova masa, niti masa može iščeznuti. Jednačina koja izražava taj zakon zove se jednačina kontinuiteta.

Turbulentna i laminarna strujanja. Pojedine čestice fluida kreću se obično tako da stalno menjaju svoj pravac i brzinu kretanja, i samo pod izuzetnim uslovima, kada su brzine male odn. kada se brzina od mesta do mesta malo menja, strujnice su paralelne ili približno paralelne. U prvom slučaju kažemo da je kretanje turbulentno, a u drugom laminarno. Vazduh u atmosferi kreće se takoreći uvek turbulentno. Turbulenciji u atmosferi posvetićemo još dosta pažnje.

Bernulijeva jednačina (Bernoulli). Na mestu gde se vazduh zaustavlja ispred nekog predmeta koji se nalazi u atmosferi vazdušni pritisak je povećan. Slično je na suprotnoj strani predmeta, vazdušni pritisak manji nego u okolini. Kolike su takve razlike u pritisku možemo lako proceniti.

U pravcu strujanja na vazduh deluje po jedinici mase sila teže $-g \sin \psi$ i gradijentna sila $-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial s}$ (ψ ugao pod kojim je na onom mestu nagnuta strujnica prema horizontalnoj ravni, $-\frac{\partial p}{\partial s}$ komponenta gradijenta pritiska u pravcu puta). Ako je $\frac{dv}{dt}$ ubrzanje (u pravcu puta), onda je u slučaju kad možemo sile trenja zanemariti, prema osnovnoj jednačini dinamike,

$$\frac{dv}{dt} = -g \sin \psi - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial s}.$$

Množenjem sa v i reduciranjem jednačine na nulu dobijamo odavde

$$\frac{d}{dt}\left(\frac{v^2}{2}\right) + g\frac{dz}{dt} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial s}v = 0$$

($\frac{dz}{dt}$ promena visine posmatranog vazduha u jedinici vremena). Vrednost $\frac{\partial p}{\partial s}v$ predstavlja, pod pretpostavkom da je polje pritiska stacionarno ($\frac{\partial p}{\partial t} = 0$), što ovde

i pretpostavljamo, individualnu promenu pritiska $\frac{dp}{dt}$. Ako smatramo da se u toku vremena gustina vazduha srazmerno malo menja, onda dobijenu jednačinu možemo pod navedenim uslovima pisati i u obliku:

$$\frac{d}{dt}\left(\frac{v^2}{2} + gz + \frac{p}{\rho}\right) = 0.$$

Vidimo da je duž trajektorije, odnosno duž strujnice, ako je strujno polje stacionarno, što isto ovde pretpostavljamo, izraz u zagradi neka konstantna vrednost (invarijanta). Ako je na visini $z = z_o$, pritisak $p = p_o$ i brzina $v = v_o$, onda na osnovu rečenog sledi da je

$$\frac{v^2}{2} + gz + \frac{p}{\rho} = \frac{v_0^2}{2} + gz_0 + \frac{p_0}{\rho}.$$

To je poznata Bernulijeva jednačina koja kaže da je pod navedenim uslovima za ma koji delić vazduha u atmosferi zbir iz kinetičke energije $\frac{v^2}{2}$, potencijalne energije ($g\,z$) i »potencijalne energije raspodele vazdušnog pritiska« (p/ρ) konstantan.

Dinamički pritisak. Ispred nekog zida (gde je pritisak $p = p_0$) zaustavlja se vazduh ($v_o = 0$). Malo dalje od zida neka bude u horizontalnom pravcu od strujanja vazduha prema zidu ($z = z_o$) pritisak p i brzina v. Iz Bernulijeve jednačine dobijamo u tom slučaju da je pritisak vazduha neposredno ispred zida povećan za

$$p_0 - p = \frac{\rho v^2}{2}.$$

Ovo povećanje, koje je posledica zaustavljanja vazduha, srazmerno je gustini vazduha i kvadratu brzine vetra. Ono predstavlja dinamički pritisak na zid. Svako takvo povećanje pritiska, tj. povećanje izazvano zaustavljanjem vazduha ispred raznih predmeta na koje naiđe, zove se dinamički pritisak.

Otpor sredine. Prilikom kretanja kroz atmosferu na tela deluje vazduh nekom silom koja se zove otpor sredine. On zavisi od gustine vazduha, od brzine tela u odnosu na vazduh, od njegovog oblika, najvećeg preseka normalnog na pravac kretanja i prvenstveno još od turbulentnosti atmosfere. Otpor sredine je u najvećoj meri posledica dejstva sile inercije koje postoje u okolnom vazduhu zbog zaustavljanja vazduha na strani predmeta izloženoj strujanju. On zavisi i od turbulentnosti, zbog koje se (sem pri slabim vetrovima) u zavetrini tela stvaraju vrtlozi, a u neznatnoj meri i od unutrašnjeg trenja vazduha.

Kod malih tela, kao što su sićušne kapljice oblaka, pri vrlo malim brzinama v, otpor sredine je vrlo mali i odraz je takoreći samo unutrašnjeg trenja vazduha. Prema teorijskim istraživanjima Stouksa (Stokes) na sitnije kapljice oblaka (prečnik kapljice $2r < 80\,\mu$) deluje vazduh silom

$$P = 6\pi\mu rv.$$

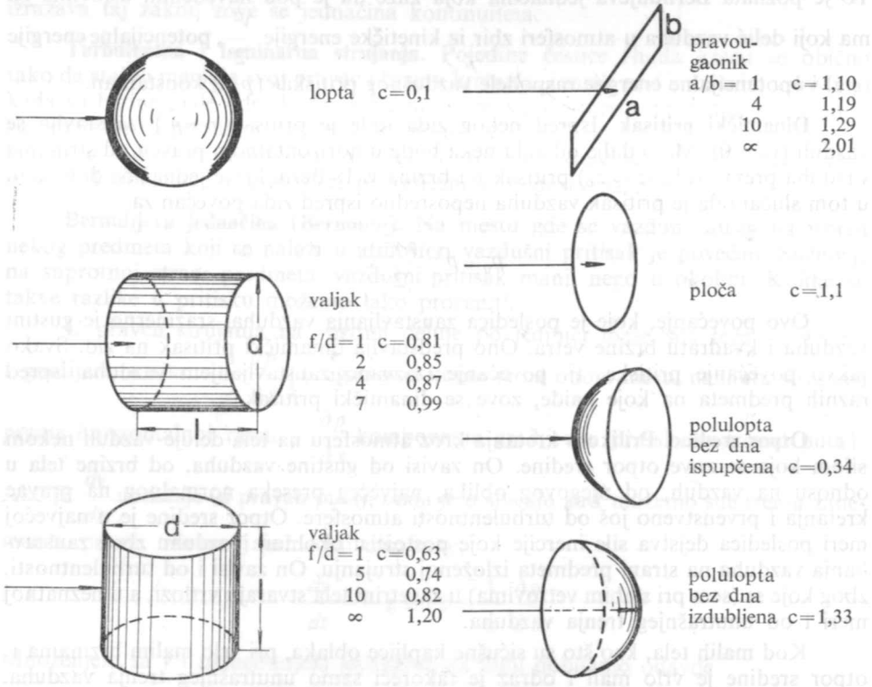
(**μ koeficijent unutrašnjeg trenja vazduha).** Koeficijent unutrašnjeg trenja μ ne zavisi, prema teorijskim i laboratorijskim istraživanjima, od pritiska, već samo od temperature vazduha. Za razliku od skoro svih tečnosti, on se kod vazduha povećava sa temperaturom. Pri temperaturi 0 °C je $\mu = 17 \cdot 10^{-5}$ cm^{-1} gr sec^{-1}.

Za veća tela i veće brzine v tela u odnosu na vazduh otpor sredine je srazmeran kvadratu brzine:

$$P = c\,\sigma\rho\,v^2/2$$

Ovde P označava silu kojom vazduh gustine ρ deluje na telo sa najvećim presekom σ normalnim na strujnice, a c *koeficijent otpora* ili kratko *otpor sredine*, koji zavisi od oblika tela i brzine.

Otpor sredine za neka tela. Eksperimentalnim putem određivane su vrednosti koeficijenta c iz gornje jednačine za različita tela. Kod tela sa aerodinamičkim oblikom c je vrlo malo (manje od 0,05). Koliko je c za neka tela, vidimo iz sl. 25. Napominjemo da ove vrednosti ne važe za slučaj kada je strujanje oko tela laminarno (neturbulentno), a to je samo tada kada su brzine vazduha sasvim male. Za laminarna strujanja vrednosti c su veće, za loptu je npr. $c = 0{,}47$! U turbulentnoj atmosferi stvaraju se na zavetrini tela vrtlozi koji smanjuju otpor sredine.



Sl. 25. Otpor sredine c za neka tela u turbulentnoj atmosferi.

Iz podataka na sl. 25 vidimo da vazduh koji se kreće prema ispupčenoj strani polulopte deluje četiri puta manjom silom nego kada se kreće jednakom brzinom prema izdubljenoj strani. Ako je npr. gustina vazduha $\rho = 1{,}0$ kg m^{-3}, $v = 10$ m sec^{-1} i poluprečnik lopte $r = 1$ dm, onda na ispupčenu poluloptu vazduh deluje silom

$$P = 0{,}34 \cdot 0{,}1^2 \cdot 3{,}1 \cdot 10^2/2 \text{ kg m sec}^{-2} = 0{,}054 \text{ kp}.$$

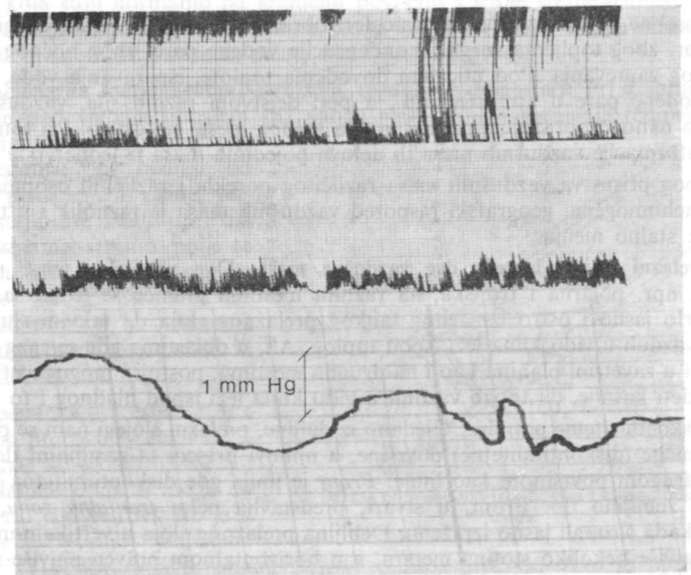
10. POLJE VETRA U ATMOSFERI

Vetar. Kretanje vazduha u atmosferi u odnosu na površinu tla zove se vetar. Ponekad pod vetrom podrazumevamo i horizontalnu komponentu vektora brzine vazduha. To je naročito slučaj tada kada su u pitanju podaci dobijeni merenjima pravca i brzine vetra.

Advekcija predstavlja dovođenje vazduha prvenstveno u horizontalnom pravcu. Advekcija obično dovodi do promena temperature i vlažnosti vazduha, do promene zamućenosti itd. Kada se dovodi topli ili hladni vazduh govorimo o *toploj*, odnosno *hladnoj* advekciji.

Neke osnovne karakteristike vetra. Stalna merenja (registracije pravca i brzine) vetra na bezbroj mesta u atmosferi pokazuju da se vetar u toku vremena stalno menja, i to na najraznovrsnije načine. Zbog turbulencije neprestano se menja i pravac i brzina vetra oko neke srednje vrednosti, a i ova nije stalna. Postoje najraznovrsniji uticaji na strujanje vazduha u atmosferi, koji se odražavaju u dnevnom hodu vetra. Pored uticaja turbulencije, na vetar se dosta odražavaju ponekada opšte promene u polju pritiska i nehomogenost strukture atmosfere.

Posledica opšte promene u polju pritiska je kontinuarno menjanje srednjeg pravca i srednje brzine vetra. Nehomogenost strukture atmosfere ogleda se u tome da se srednji pravac vetra često odjednom, možda svega za nekoliko sekunda ili minuta, bitno promeni. Jedan takav primer je prikazan na sl. 26 iz koje vidimo da je 16. V 1972. u Beogradu više puta došlo do trenutne promene srednjeg pravca



Sl. 26. Prikaz pravca i brzine vetra na Meteorološkoj stanici Prirodno-matematičkog fakulteta na Novom Beogradu u periodu 07 SEV. 15. do 07 SEV 16. maja 1972. Promene pravca vetra bile su vezane za izuzetno velike i nagle promene vazdušnog pritiska. Zbog toga je na slici prikazan i jednovremeni hod vazdušnog pritiska u Beogradu.

vetra. Pri tome se odjednom menjaju i temperatura i relativna vlažnost. Sve to rečito govori o tome da su takve promene odraz postojanja raznih vazdušnih masa u atmosferi sa različitim fizičkim osobinama.

Geostrofski i gradijentni vetar. Svakodnevna posmatranja kretanja vazduha u atmosferi pomoću sinoptičkih vremenskih karata pokazuju nam da na visinama, u slobodnoj atmosferi gde nema trenja, vetrovi duvaju uglavnom u pravcu izobara. Kao što ćemo videti kasnije, to je posledica dejstva sile devijacije, koja određuje i smer takvih vetrova. Ako smo okrenuti leđima prema vetru i nalazimo se na severnoj polulopti, nizak vazdušni pritisak leži nam na našoj levoj strani. Na južnoj polulopti nizak pritisak nalazio bi se na desnoj strani. Vetrovi te vrste zovu se posebno geostrofski, odnosno gradijentni ako duvaju duž pravolinijskih, odnosno kružnih izobara neubrzano. Zbog trenja vetrovi duvaju pri tlu uglavnom prema niskom vazdušnom pritisku.

Podela atmosfere na pojedine vazdušne mase. Skokovi u hodu vetra, temperature vlažnosti, ukazuju na jednu od osnovnih osobina atmosfere, naime da u njoj postoje razne vazdušne mase sa različitim fizičkim osobinama, tople i hladne, koje se srazmerno vrlo oštro međusobno graniče.

U hladnim polarnim oblastima stvaraju se u dodiru sa zemljinim tlom ogromne količine vrlo hladnih arktičkih masa. Područja nešto manjih geografskih širina, a zimi povremeno i Balkansko poluostrvo, sedišta su hladnih, tzv. polarnih vazdušnih masa. Na još manjim geografskim širinama stvaraju se tople tropske i ekvatorske vazdušne mase. Sve te vazdušne mase pored toga dele se na suve kontinentalne i vlažne maritimne (morske).

Posebne vazdušne mase u atmosferi obrazuju se i pod raznim drugim uticajima, npr. zbog topljenja snega i kondenzacije vodene pare, zbog noćnog zračenja i dnevnog zagrevanja. Pod uticajem dovođenja toplote, isparavanja vode, kondenzacije vodene pare u atmosferi itd., a pod dejstvom raznih sila, vazdušne mase se stalno nanovo obrazuju i premeštaju sa jednog mesta na drugo. Pri tome dolazi do transformacije vazdušnih masa ili delova pojedinih masa iz jedne vrste u drugu.

Zbog prisustva vazdušnih masa različitog porekla i različitih osobina atmosfera je nehomogena, geografski raspored vazdušnih masa je raznolik i u toku vremena se stalno menja.

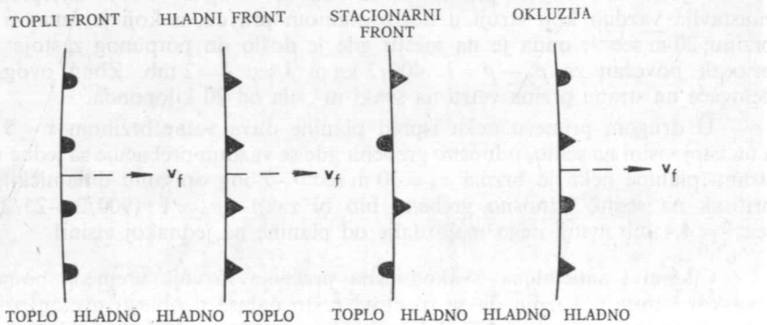
Prelazni slojevi između dve vazdušne mase. Dve vazdušne mase različitog porekla, npr. polarna i tropska, na raznim mestima graniče se jedna sa drugom preko vrlo jasno i oštro izraženog tankog prelaznog sloja. U takvim slučajevima hladan vazduh u vidu klina leži ispod toplog. Ali, u oblastima gde se sneg pretvara u kišu ili u zavetrini planina kao i na drugim mestima, postoji i mogućnost, kao što ćemo videti kasnije, da topao vazduh u vidu klina leži ispod hladnog i to stabilno.

Diskontinuitetne površine. Gledano iz daljine, prelazni slojevi nam se prikazuju kao granične (diskontinuitetne) površine, a njihovi preseci sa zemljinim tlom ili sa nekom drugom površinom kao linije. *Front* je linija gde diskontinuitetna površina dodiruje zemljino tlo. Front, u stvari, predstavlja neku *frontalnu zonu*, nekada tanju nekada širu, ali jasno izraženu. Debljina prelaznog sloja u vertikalnom pravcu iznosi najviše nekoliko stotina metara, a u horizontalnom pravcu najviše nekoliko desetina kilometara.

Postoje *hladni* i *topli*, *stacionarni* i *okludovani frontovi*. Kada prodire hladan vazduh, a topao se povlači, govorimo o hladnom frontu. Ako se, suprotno tome, hladan vazduh povlači i ustupa mesto toplom, govorimo o toplom frontu. Front

je stacionaran kada ne menja svoj položaj u prostoru, a okludovan kada deli dve hladne vazdušne mase koje leže ispod treće — srazmerno tople. Već prema tome da li od hladnih masa prodire ona koja je hladnija ili toplija, front okluzija je tipa hladnog, odnosno toplog fronta. Pomenuti frontovi su prikazani na sl. 27, gde su za pojedine vrste frontova uzete oznake koje se danas upotrebljavaju u svetu i kod nas.

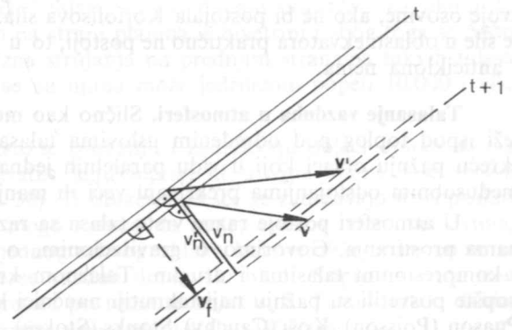
Kinematički granični uslov. Na graničnim površinama koje dele dve vazdušne mase sa različitim osobinama, npr. toplu od hladne mase, zakon o održanju mase izražava se kinematičkim graničnim uslovom. Taj uslov kaže da je komponenta brzine



Sl. 27. Oznake za pojedine vrste frontova. Strelice pokazuju pravac premeštanja frontova.

vazduha koja stoji normalno na graničnu površinu s jedne strane jednaka onoj sa druge strane (sl. 28) da, drugim rečima, jedna vazdušna masa ustupa mesto drugoj jednakom brzinom kojom se ta druga masa primiče prvoj.

Stacionarna (permanentna) strujanja vazduha u atmosferi. Pri zemljinom tlu vazduh je pod velikim uticajem sila spoljašnjeg trenja i menjanja temperature u toku dana. Ta su strujanja prilično nestalna. Za razliku od toga, sa povećanjem visine, vetrovi postaju sve stalniji, i na većim visinama strujno polje se ponekada više dana uzastopce skoro ne menja. Strujanja su tada stacionarna i na visinama duvaju uglavnom geostrofski ili gradijentni vetrovi.



Sl. 28. Brzina premeštanja fronta (v_f) i kinematički granični uslov.

Dinamička depresija. Kada se vazduh prebacuje preko sedla ili grebena sa jedne na drugu stranu planine, onda tu mogu da duvaju vrlo jaki vetrovi, što je u vezi, prema gornjoj jednačini, (str. 89) sa odgovarajućim smanjenjem vazdušnog pritiska. Ako se prebacivanje vrši u horizontalnom pravcu, onda je na takvom mestu pritisak smanjen za

$$p - p_0 = \rho\left(\frac{v_0^2}{2} - \frac{v^2}{2}\right),$$

(v_o brzina na sedlu, odnosno grebenu, v brzina dalje od geografske prepreke na istoj visini). Takvo smanjenje pritiska je čisto dinamičkog porekla i na području gde se ono zapaža postoji tzv. dinamička depresija. Zbog jakog kružnog kretanja u *tornadima* i *trombama* postoje, kao što ćemo videti kasnije, izuzetno jake dinamičke depresije.

Dva primera. Koliko može zaustavljanje i ubrzavanje vazduha uticati na vazdušni pritisak vidimo iz sledeća dva primera.

U jednom i drugom primeru neka bude $\rho = 1\ \mathrm{kg\ m^{-3}}$. Ako se ispred planina zaustavlja vazduh koji struji u horizontalnom pravcu, a koji je imao u početku brzinu $20\ \mathrm{m\ sec^{-1}}$, onda je na mestu gde je došlo do potpunog zastoja vazdušni pritisak povećan za $p_o - p = 1 \cdot 400/2\ \mathrm{kg\ m^{-1}\ sec^{-2}} = 2$ mb. Zbog ovog pritiska delovaće na stranu prema vetru na svaki $\mathrm{m^2}$ sila od 20 kiloponda.

U drugom primeru neka ispred planine duva vetar brzinom $v = 5\ \mathrm{m\ sec^{-1}}$, a na istoj visini na sedlu, odnosno grebenu gde se vazduh prebacuje sa jedne na drugu stranu planine neka je brzina $v_o = 30\ \mathrm{m\ sec^{-1}}$. Zbog opisanih dinamičkih efekata pritisak na sedlu, odnosno grebenu bio bi za $p - p_o = 1 \cdot (900/2 - 25/2)\ \mathrm{kg\ m^{-1}\ sec^{-2}} = 4{,}4$ mb manji nego malo dalje od planine na jednakoj visini!

Cikloni i anticikloni. Svakodnevna praćenja razvoja vremena pomoću vremenskih karata pokazuju da se frontovi često nalaze u oblasti niskog pritiska, sa zatvorenim izobarama, gde vazduh cirkuliše na visini približno u vidu gradijentnih vetrova u pozitivnom smislu (u suprotnom smislu kazaljke na satu), odnosno u suprotnom smislu na južnoj hemisferi. Jedna takva atmosferska tvorevina zove se ciklon.

U ciklonu se sukobljavaju vazdušne mase raznog porekla i dolaze iz susednih oblasti visokog pritiska, ništa manjih a često i mnogo većih dimenzija, iz anticiklona.

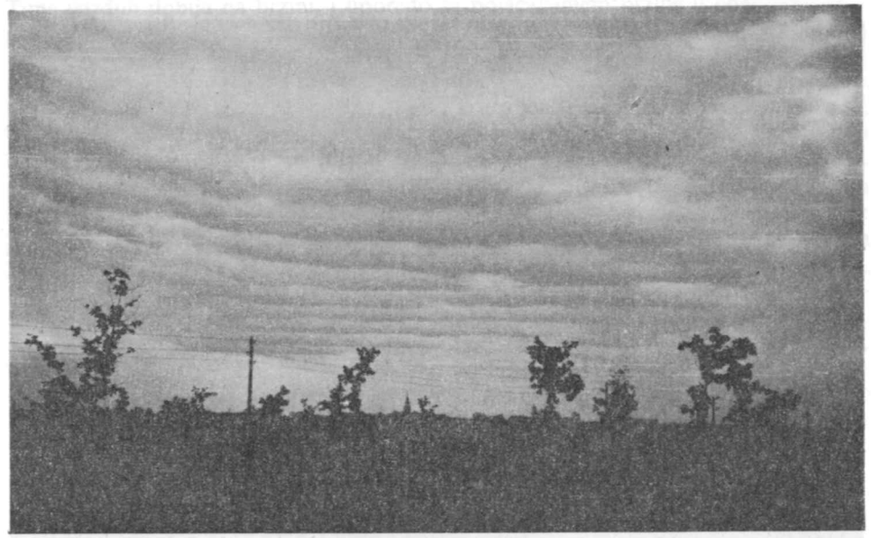
Cikloni i anticikloni u atmosferi ne bi postojali ako Zemlja ne bi rotirala oko svoje osovine, ako ne bi postojala Koriolisova sila. Pošto horizontalna komponenta te sile u oblasti ekvatora praktično ne postoji, to u pojasu 10° oko ekvatora ciklona i anticiklona nema.

Talasanje vazduha u atmosferi. Slično kao more, tako se i hladan vazduh koji leži ispod toplog pod određenim uslovima talasa. Na takvo talasanje često nam skreću pažnju oblaci koji u vidu paralelnih jednako velikih pojaseva sa jednakim međusobnim odstojanjima prekrivaju veći ili manji deo neba (sl. 29).

U atmosferi postoje razne vrste talasa sa različitim talasnim dužinama i brzinama prostiranja. Govorimo o gravitacionim, o talasima inercije, o orografskim i kompresionim talasima i drugim. Talasnom kretanju u tečnostima i gasovima uopšte posvetili su pažnju najistaknutiji naučnici kao što su bili Hajgen (Heygens), Puason (Poisson), Koši (Cauchy), Stouks (Stokes), Lagranž (Lagrange), braća Veber (Weber), Lord Relej (Rayleigh), Helmholc.

Gravitacioni talasi u atmosferi. Ove vrste talasa slične su prirode kao i talasi na moru. Prilikom talasanja težinska potencijalna energija delića vazduha stalno se pretvara u kinetičku energiju vazduha i obratno. Proučavanjem zavisnosti između talasne dužine i brzine prostiranja takvih talasa bavio se H. Helomolc i prvi je teorijskim putem došao do približnog rešenja problema. Prilikom izračunavanja on nije uzeo u obzir stišljivost vazduha. Korekcije koje je u tom pogledu izvršio Haurvic

(Haurwitz) nisu velike. Rezultati njegovih istraživanja dobro se podudaraju sa osmotrenim podacima. Slika 29 prikazuje oblake koji su nastali na takvim talasima.



Sl. 29. Oblak Stratokumulus undulatus ukazuje na talasanje vazduha u atmosferi. Ova slika kao i slike br. 30, 36, 37, 61, 74, 75 uzete su iz albuma slika oblaka snimljenih na Meteorološkoj stanici Prirodno-matematičkog fakulteta u Beogradu.

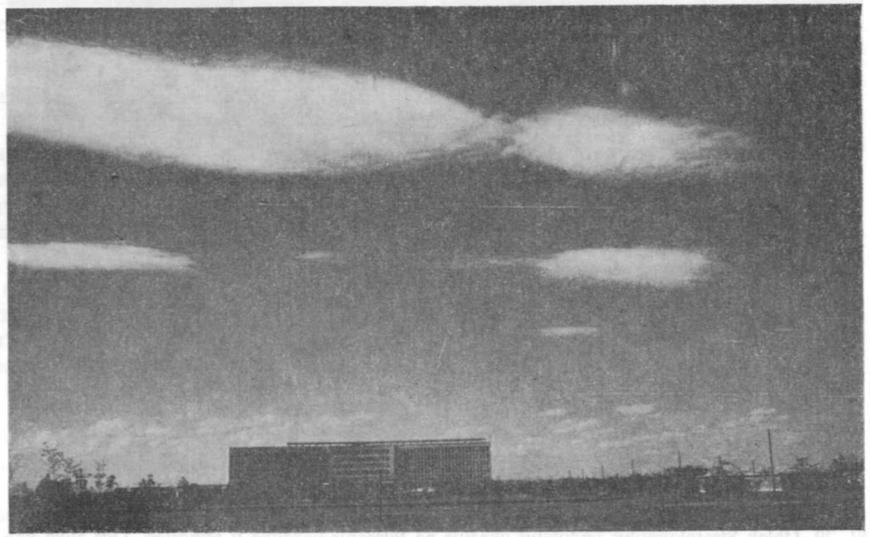
Orografski talasi. Jedriličarima je dobro poznato talasanje vazduha u oblasti brda. U danima kada postoje takvi talasi vetrovi duvaju poprečno na planinski masiv. Talasi se javljaju uglavnom na strani planina u zavetrini i zbog toga se često nazivaju i zavetrinski talasi. Uzlazna strujanja na prednjim stranama takvih talasa ponekada su toliko razvijena da se na njima može jedrilicom popeti 10.000 i više metara visoko.

Na zavetrinskim talasima često se obrazuju i zadržavaju oblaci oblika sočiva (altokumulus lentikularis i altostratus lentikularis) ili u vidu skupa više sočiva poređanih jedan preko drugog (sl. 30). Ti oblaci najčešće se zadržavaju u troposferi na visinama iznad 3000 m. Oni mogu satima da stoje, uprkos jakim vetrovima, na jednom te istom mestu. Ivica jednog takvog oblaka koja je bliže brdu nalazi se u uzlaznoj struji, dakle tamo gde se vazduh dinamički hladi. Suprotna ivica je u nizlaznoj struji gde se vazduh zagreva i pri tome se oblak suši. Takav oblak, dakle, na jednoj strani stalno nanovo nastaje, a na drugoj stalno iščezava.

Postanak orografskih talasa nije teško objasniti:

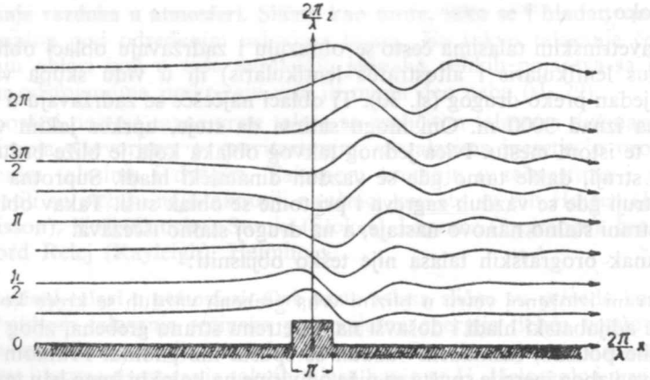
Na strani izloženoj vetru u blizini vrha grebena vazduh se kreće koso naviše. Pri tome se adijabatski hladi i došavši na zavetrenu stranu grebena, zbog delovanja slobodne sile potiska, rashlađeni vazduh se spušta niz padinu. Prilikom spuštanja on se zagreva i zbog inercije spušta se niže od visine na kojoj bi imao istu temperaturu kao okolni vazduh. Od te visine naniže brzina spuštanja se smanjuje, najzad padne na nulu i vazduh počinje ponovo da se vraća na veće visine. Time je započeto talasanje

vazduha koje zavisi od stabilnosti atmosfere. Očigledno takvi talasi postoje samo u stabilnoj atmosferi, u kojoj jedino prilikom penjanja može da postaje vazduh hladniji, a prilikom spuštanja topliji od okolne atmosfere.



Sl. 30. Altokumulus lentikularis (oblaci u obliku sočiva).

Problemom orografskih talasa bavilo se više istaknutih teoretičara-meteorologa. Nađena su razna rešenja koja prikazuju strujanje vazduha u planinskim oblastima. Jedno takvo rešenje prikazuje nam sl. 31, a odnosi se na slučaj kada su talasi srazmerno malih amplituda. Na slici prikazano teorijsko rešenje dobro se podudara sa stvarnošću.



Sl. 31. Strujno polje u zavetrini planina dobijeno rešenjem jednačina dinamike i termodinamike atmosfere. Prikazano prvo teorijsko rešenje koje je dao Lira, 1943 (Lyra).

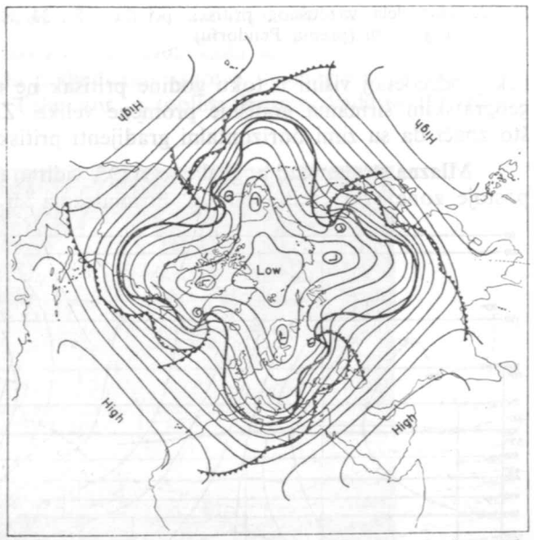
Dugi talasi. Kada se kreću velike količine vazduha prema manjim geografskim širinama, zbog smanjivanja parametra sile devijacije, a time i dejstva Koriolisove sile na vazduh, počinje skretanje vazduha prema oblasti niskog vazdušnog pritiska. Time vazduh dobija na brzini, i uporedo sa pojačavanjem brzine u odgovarajućem iznosu povećava se sila devijacije. To dovodi do ponovnog menjanja pravca kretanja vazdušne struje i posle izvesnog vremena vazduh struji u pravcu izobara. Zbog ranijeg kretanja prema oblasti niskog pritiska brzina je tada, kao što pokazuju teorijska izračunavanja, tako velika da sila devijacije nadjačava gradijentnu silu, što znači da je komponenta spoljašnjih sila usmerena prema visokom vazdušnom pritisku i zbog toga vazduh počinje da se kreće prema oblasti visokog pritiska.

Prilikom daljeg kretanja, tj. kretanja nasuprot gradijentu pritiska (prema oblasti visokog vazdušnog pritiska), brzina vazdušne struje se smanjuje. Time se smanjuje i dejstvo sile devijacije, vazduh počinje ponovo da menja pravac, a sada prema oblasti niskog vazdušnog pritiska. Ugao između strujnica i izobra se smanjuje, i kada se vazduh ponovo kreće u pravcu izobara, sila devijacije je manja od gradijentne sile i vazduh počinje da se kreće prema oblasti niskog vazdušnog pritiska itd.

Vidimo da je posledica menjanja parametra sile devijacije talasanje vazduha. Na tu pojavu prvi je ukazao švedski meteorolog-teoretičar Rozbi (Rossby) i teorijskim putem našao da su talasne dužine takvih »dugih« talasa vrlo velike, po nekoliko hiljada kilometara. Posmatranja su potpuno potvrdila Rozbijeva teorijska razmatranja. Na sl. 32 vidimo talasanje te vrste na severnoj polulopti na visini površine $p = 500$ mb gde su sile trenja zanemarljivo male.

Opisani talasi su posledica inercije vazduha. Oni pripadaju vrsti talasa inercije u atmosferi.

Kompresioni talasi su posledica stišljivosti vazduha. To su longitudinalni talasi i nosioci unutrašnje i kinetičke energije. Svako kretanje vazduha u uzročnoj je vezi sa ovim talasima i time oni zaslužuju našu posebnu pažnju. O njima će biti više reči kasnije.



Sl. 32. Dugi talasi u atmosferi u polju atmosferskog pritiska prema Palmenu (Palm/n), 1949 (Ovaj šematski prikaz sadrži položaj frontova).

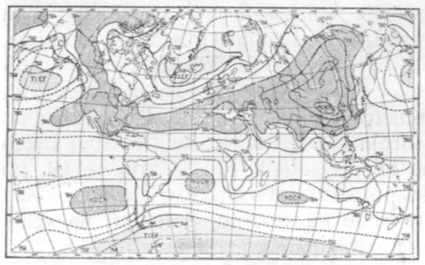
Zonalno strujanje vazduha. Cikloni i anticikloni srazmerno su plitke tvorevine. Cikloni se na visini od 500 mb često ne primećuju više, iako su možda pri tlu jako izraženi. Na još manjoj visini gubi se trag hladnih anticiklona. Za razliku od toga, topli anticikloni, prvenstveno u tropskim širinama, prostiru se do velikih visina, gornja granica im često leži nešto ispod tropopauze.

Na visinama iznad nekoliko kilometara debelog prizemnog sloja vazduha duvaju u troposferi vetrovi sa zapadne na istočnu stranu, sa većom ili manjom meridional-

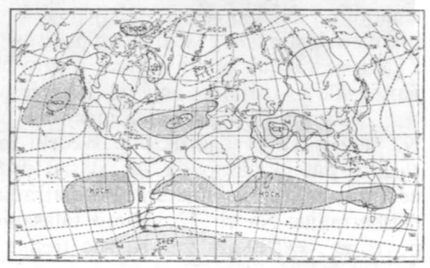
nom komponentom (zonalno strujanje vazduha). To su približno geostrofski i gradijentni vetrovi, što znači da na tim visinama pritisak opada, idući prema većim geografskim širinama. Horizontalni gradijenti pritiska su zimi jači nego leti. To je posledica opadanja temperature vazduha sa geografskom širinom, koje je jače zimi nego leti.

U saglasnosti sa osnovnom jednačinom statike u hladnom vazduhu pritisak pri jednakom pritisku brže opada sa visinom nego u toplom. Pošto se pri tlu, zbog dejstva sile trenja, pritisak ne menja mnogo sa geografskom širinom (sl. 33 i 34), to odavde proizlazi da je uglavnom na većim visinama u atmosferi pritisak tim manji što je geografska širina veća.

U toku godine temperatura se na ekvatoru ne menja mnogo, dok je na većim geografskim širinama zimi mnogo manja nego leti. Zbog toga se na ekvatoru na



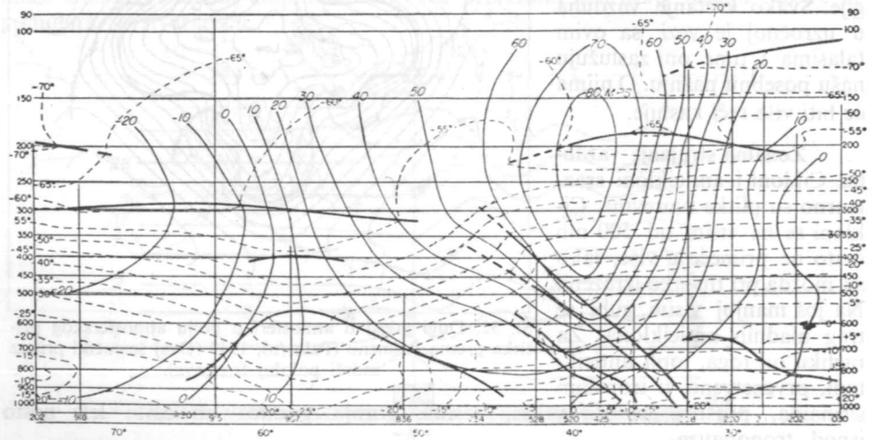
Sl. 33. Raspodela vazdušnog pritiska pri tlu u januaru (prema Pendorfu)



Sl. 34. Raspodela vazdušnog pritiska pri tlu u julu (prema Pendorfu)

nekoj određenoj visini u toku godine pritisak ne menja mnogo, dok su na većim geografskim širinama godišnje promene velike. Zimi je pritisak manji nego leti, što znači da su zimi horizontalni gradijenti pritiska jači nego leti.

Mlazna struja. Kad pogledamo sl. 35, vidimo da u atmosferi na nekim mestima postoje zone vrlo jakih vetrova. Posmatranja su pokazala da se najjači vetrovi



Sl. 35. Vertikalni presek kroz mlaznu struju u atmosferi (Balmen, 1948). Isprekidane linije znače izoterme, srednje debelo izvučene *izotahe*, tj. linije koje povezuju mesta jednake brzine vetra. Brojevi pored znače brzinu u m/sec. Debelo izvučene linije prikazuju diskontinuitetne površine i tropopauzu.

nalaze u srazmerno tankim slojevima — debljine 2 do 3 kilometra, prosečne širine oko 300 km. Takva struja vazduha podseća na neku reku koja meandrira i zove se mlazna struja. Ona stalno menja svoj položaj u prostoru i vezana je za karakteristične atmosferske pojave. Na osi mlazne struje brzine vazduha mogu biti vrlo velike. Ništa nije neobično da je tamo brzina veća od 50 m sec^{-1}.

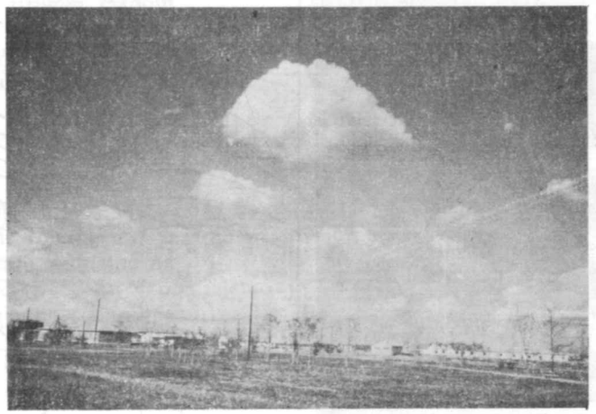
Postoje razne vrste mlaznih struja i javljaju se kako u troposferi, tako i u stratosferi. Govorimo o polarnoj i tropskoj mlaznoj struji; one se redovno javljaju u oblasti jako izraženih diskontinuitetnih površina.

Do danas nemamo još zadovoljavajuće objašnjenje kako nastaje mlazna struja.

Sl. 35 prikazuje nam vertikalni presek kroz mlaznu struju. Ona se nalazi neposredno iznad polarnog hladnog vazduha, koji se preko lepo izražene granične zone (prelaznog sloja) graniči sa toplim vazduhom iz manjih geografskih širina, sa tropskim vazduhom. Za mlaznu struju je karakteristično između ostalog i to, što vidimo i na slici, da ispod visine najjačih vetrova temperatura brzo opada sa visinom, a iznad nje vrlo sporo. Tropska mlazna struja nalazi se neposredno ispod stratosfere.

Celularna kretanja. Sa strukturom strujnog polja atmosfere ne bi bili dovoljno upoznati kad ne bi znali da se u njoj na raznim mestima pojavljuju celularna kretanja raznih dimenzija. U oblasti gde postoje celularna kretanja, atmosfera je podeljena na više, po dimenzijama približno jednakih, ćelija. U tim ćelijama vazduh se kreće naviše ili naniže, a na prelazu iz jedne ćelije u drugu u suprotnom smislu.

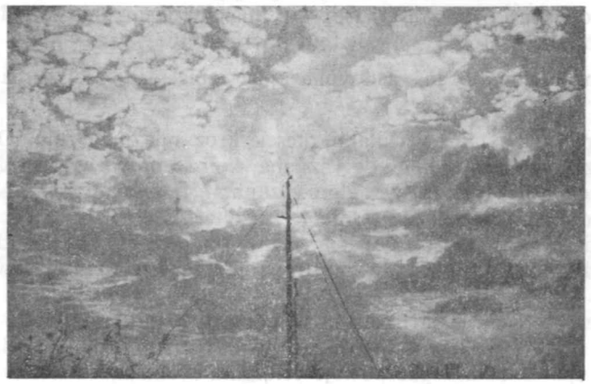
Takva celularna kretanja nastaju npr. tada kada se jedan vazdušni sloj ili na donjoj granici približno svuda podjednako zagreva ili na gornjoj granici približno svuda podjednako hladi. Tako npr. u toplim danima kada se tlo ravno-



Sl. 36. Kumulus.

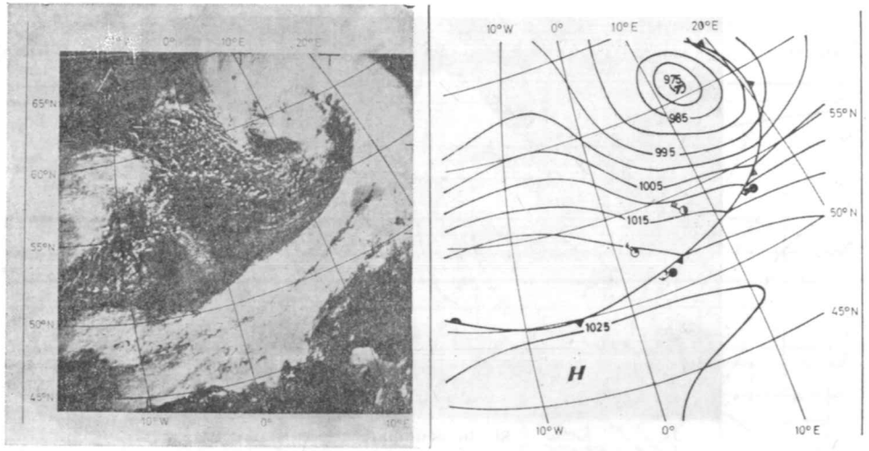
merno zagreva, a s njim i prizemni vazduh, na određenim odstojanjima javljaju se gomilasti oblaci — *kumulusi* (sl. 36). U tim oblacima vazduh se probija na veće visine i hladi, a na mestu vedrina vazduh se spušta i zagreva.

Vrlo često vidimo na nebu oblake koji se sastoje iz pojedinih malih oblačića približno jednakih dimenzija. Jedan takav oblak koji se zove *altokumulus translucidus* prikazuje nam sl. 37. Možemo očekivati da su oblačići nešto hladniji od okolnog vazduha, da oni zbog toga padaju, a između njih se probija donji vazduh u atmosferu iznad oblaka.



Sl. 37. Altokumulus translucidus kao odraz celularne strukture sloja na mestu gde se nalazi.

Sl. 38 prikazuje nam celularnu strukturu atmosfere većih razmera



Sl. 38. a. Oblaci raspoređeni u obliku ćelija iznad zapadnih delova Evrope iza hladnog fronta 22. 9. 1969. 10 SGV.

b. Jednovremeni prikaz prizemnog polja vazdušnog pritiska za istu oblast.

Slika je dobijena pomoću meteorološkog satelita , a uzeta iz biltena »Berliner Wetterkarte« Instituta za meteorologiju i geofiziku Slobodnog univerziteta u Berlinu (direktor Šerhag).

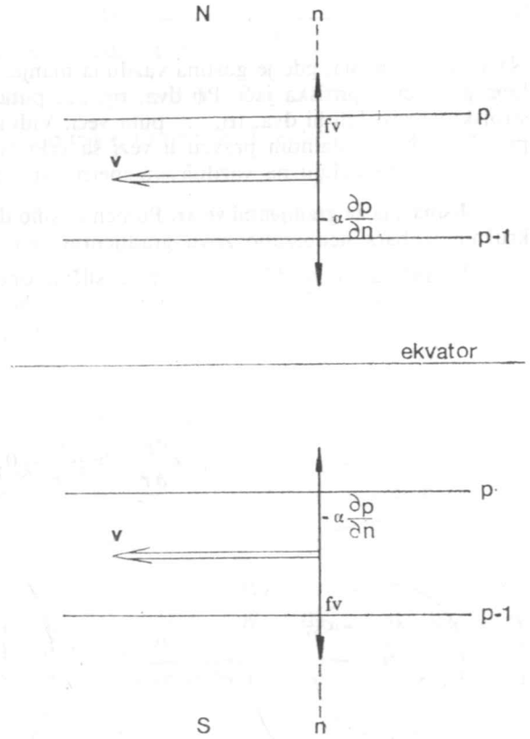
11. KRETANJE VAZDUHA POD DEJSTVOM GRADIJENTNE SILE I SILA TRENJA

Jednačina za geostrofski vetar. Pomenuli smo (II. 10) da na visinama, u slobodnoj atmosferi, gde se sile trenja često mogu zanemariti, vetrovi duvaju uglavnom u pravcu izobara i da se takvi vetrovi zovu geostrofski kada duvaju konstantnom brzinom duž pravolinijskih izobara.

Kad se vazduh kreće pravolinijski i neubrzano, rezultanta svih sila koje deluju na njega jednaka je, prema jednačini za relativna kretanja (II. 8) nuli. U slučaju geostrofskih vetrova te sile u horizontalnom pravcu su samo gradijentna sila i sila devijacije. Uzimajući ovo u obzir vidimo da važi jednačina

$$-\alpha\frac{\partial p}{\partial n}+fv=0$$

gde prvi član na levoj strani predstavlja gradijentnu silu po jedinici mase koja deluje u horizontalnom pravcu n nasuprot sile devijacije, koja je predstavljena drugim članom na istoj strani jednačine (sl. 39). Komponenta sile devijacije u pravcu kretanja jednaka je nuli, a pošto je kretanje neubrzano, to je u tom pravcu i komponenta gradijentne sile jednaka nuli, što znači da se vazduh stvarno kreće neubrzano u pravcu izobara i n je pravac koji stoji normalno na vektor brzine (sl. 39). Napominjemo još da se iz sl. 39 vidi da se vazduh kreće u ranije navedenom smislu (II. 10).



Sl. 39. Ravnoteža sila pri geostrofskom vetru na severnoj (N) i južnoj (S) polulopti.

Brzina geostrofskog vetra. Iz gornje jednačine dobijamo za ovu brzinu:

$$v=\frac{\alpha}{f}\frac{\partial p}{\partial n}.$$

Brzina geostrofskog vetra srazmerna je specifičnoj zapremini vazduha i horizontalnom gradijentu pritiska, a obrnuto je srazmerna parametru sile devijacije (sinusu geografske širine, $f=2\omega\sin\varphi$). Pri jednakom gradijentu pritiska duvaju, prema tome, jači vetrovi na manjim, nego na većim geografskim širinama.

Kako geostrofski vetar zavisi od geografske širine vidimo iz sledeće tablice.

Tablica 9. *Geostrofski vetar kao funkcija geografske širine*

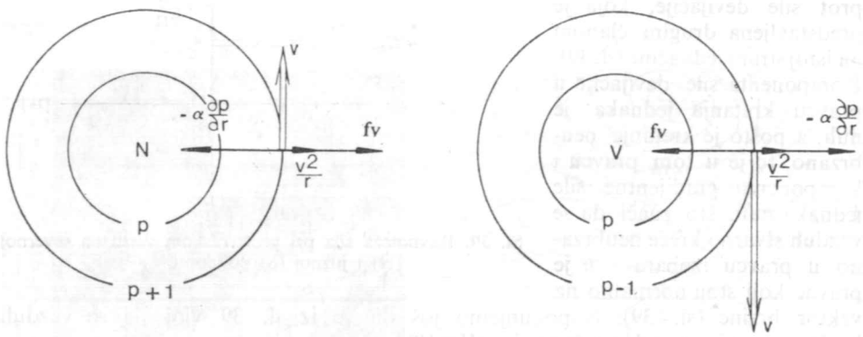
	$\partial p/\partial n = 1$ mb/100 km, $\rho = 1$ kg/m^3							
φ = 10	20	30	40	50	60	70	80	90°
v = 39	20	13,7	10,7	9,2	8,1	7,4	7,0	6,7 m sec^{-1}

Na većim visinama, gde je gustina vazduha manja, geostrofski vetrovi su pri jednakom gradijentu pritiska jači. Pri dva, tri, ... puta većem gradijentu pritiska, geostrofski vetrovi bili bi dva, tri, ... puta veći. Vidimo da su već vrlo mali gradijenti pritiska u horizontalnom pravcu u vezi sa vrlo jakim vetrovima, što znači da su sile trenja koje deluju na vazduh srazmerno vrlo male.

Jednačina za gradijentni vetar. Pomenuli smo da se vetrovi koji duvaju u pravcu kružnih izobara neubrzano zovu gradijentni vetrovi.

Jednačina za gradijentni vetar je slična onoj za geostrofski. Ona izražava zakon da je u slučaju gradijentnih vetrova u horizontalnom pravcu normalnom na izobare rezultanta iz gradijentne sile $-\alpha\frac{\partial p}{\partial r}$, Koriolisove sile fv i centrifugalne sile v^2/r (r poluprečnik izobare, odnosno putanje po kojoj se kreće vazduh) jednaka nuli (sl. 40):

$$-\alpha\frac{\partial p}{\partial r}+fv+\frac{v^2}{r}=0.$$



Sl. 40. Ravnoteža sila pri gradijentnom vetru na severnoj polulopti u ciklonu i anticiklonu.

Napominjemo da u ovoj jednačini treba smatrati v pozitivnim kada vazduh rotira oko centra izobara u pozitivnom smislu (u suprotnom smislu kazaljke na satu). Ako pak vazduh rotira u suprotnom smislu, v je negativno.

Iz dobijene jednačine lako uočavamo razne karakteristične osobine ciklona i anticiklona, velikih vrtloga u atmosferi koji se nalaze u oblastima gde je vazdušni pritisak nizak, odnosno visok, kao i vrtloga malih razmera, tj. tornada, tromba (pijavica) i malih vrtloga prašine.

Brzina gradijentnih vetrova. Iz jednačine za gradijentni vetar dobijamo za brzinu gradijentnog vetra

$$v=\frac{1}{2}\left(-fr\pm\sqrt{f^2r^2+4r\alpha\frac{\partial p}{\partial r}}\right).$$

U oblastima niskog vazdušnog pritiska $\left(\frac{\partial p}{\partial r}>0\right)$ vrednost ispod kvadratnog korena uvek je pozitivna. Ma kako jak bio gradijent pritiska $\frac{\partial p}{\partial r}$, u ciklonu uvek mogu da postoje neubrzana stacionarna kruženja vazduha. Za razliku od toga, za anticiklone (oblasti visokog vazdušnog pritiska) to ne važi. U anticiklonu gde je $\frac{\partial p}{\partial r}<0$ mogu da postoje gradijentni vetrovi samo u slučaju kada je potkorena vrednost pozitivna ili jednaka nuli, kada je

$$f^2r^2+4r\alpha\frac{\partial p}{\partial r}\geqq 0, \qquad \text{odn.} \quad -\frac{\partial p}{\partial r}\leqq\frac{rf^2}{4\alpha}$$

Vidimo da u anticiklonu opadanje vazdušnog pritiska u horizontalnom pravcu radijalno upolje ne može da prelazi neku određenu kritičnu vrednost da bi bilo moguće kružno stacionarno strujanje vazduha.

Najveći mogući gradijent u anticiklonu sa gradijentnim vetrovima je $-\frac{\partial p}{\partial r}=rf^2/4\alpha$. Pošto su na manjim odstojanjima f i α takoreći konstantne vrednosti, to za manja odstojanja ovu jednačinu možemo da napišemo i u obliku

$$\frac{\partial}{\partial r}\left(p+\frac{r^2f^2}{8\alpha}\right)=0$$

Vrednost u zagradi je nezavisna od poluprečnika r, u centru je jednaka kao na ma kom odstojanju r od centra. Ako je u samom centru, gde je $r=0$, pritisak $p=p_o$, onda je vazdušni pritisak na odstojanju r od centra anticiklona sa najvećim mogućim gradijentnim vetrovima

$$p=p_0-\frac{r^2f^2}{8\alpha}.$$

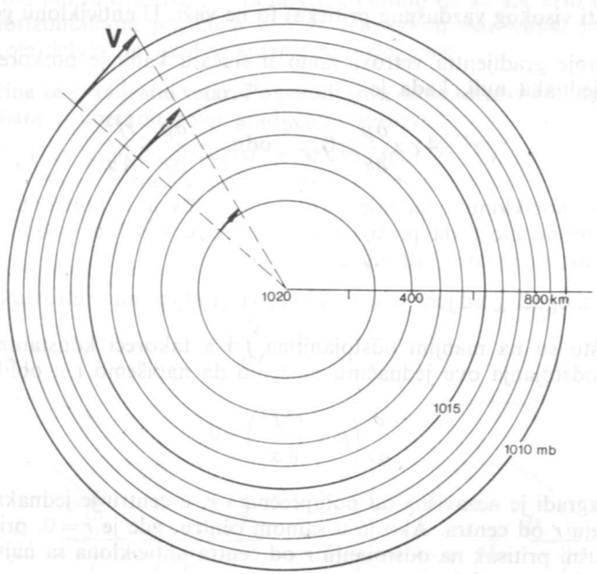
Prema tome, pritisak p opada sa kvadratom odstojanja od centra anticiklona. Za razliku od toga, u takvom anticiklonu brzina gradijentnih vetrova sa odstojanjem od centra se povećava, i to linearno. Da je to tako, proizlazi iz gornje jednačine, prema kojoj je u tom slučaju intenzitet brzine

$$|v|=\frac{fr}{2}.$$

Za $\varphi=45°$ ($f=10^{-4}$ sec^{-1}) i $r=200$ km je npr. $|v|=\frac{10^{-4}\cdot 200\,000}{2}$ m sec$^{-1}=10$ m sec^{-1}. Kao brzina, tako se i horizontalni gradijent pritiska sa odstojanjem od centra linearno povećava.

Kako izgleda raspored vazdušnog pritiska i vetra u anticiklonu sa najjačim mogućim gradijentnim vetrovima za $f = 10^{-4}\ \mathrm{sec}^{-1}$ ($\varphi = 45°$), $\alpha = 1\ \mathrm{m}^3\ \mathrm{kg}^{-1}$ i $p_o = 1020$ mb prikazuje nam sl. 41.

Dve mogućnosti za gradijentni vetar. Iz kvadratne jednačine za gradijentni vetar proizlazi da postoje uglavnom dve mogućnosti za gradijentni vetar. U oblasti niskog vazdušnog pritiska, gde je $\partial p/\partial r > 0$, v može biti i pozitivno i negativno. Po apsolutnoj vrednosti je na severnoj polulopti ($f > 0$) pozitivna vrednost manja od negativne, a na južnoj je manja negativna vrednost od pozitivne. Pozitivne vrednosti predstavljaju strujanje u pozitivnom smislu (u suprotnom smislu kazaljke na satu), a negativne u negativnom smislu (sl. 24). Posmatranja su pokazala da



Sl. 41. Polje atmosferskog pritiska i vetra u anticklonu sa najvećim mogućim gradijentnim vetrovima ($\varphi = 45°$, $\alpha = 1\ \mathrm{m}^3\mathrm{kg}^{-1}$).

u ciklonima vazduh uvek rotira u pozitivnom smislu na severnoj i u negativnom smislu na južnoj polulopti da, prema tome, u ciklonima duvaju vetrovi brzinom koja se iz gornje jednačine izračunava kao manja po apsolutnoj vrednosti.

U oblasti visokog vazdušnog pritiska — u anticiklonu je $\partial p/\partial r < 0$, i ukoliko je potkorena vrednost pozitivna je na severnoj (južnoj) polulopti i jedna i druga vrednost negativna (pozitivna). U anticiklonima, prema tome, vazduh rotira u negativnom smislu na severnoj polulopti, a u pozitivnom na južnoj.

Uzimajući navedeno u obzir, vidimo da se vazduh, potpuno jednako kao kod geostrofskih vetrova, i u ciklonima i u anticiklonima kreće tako da nizak vazdušni pritisak leži na severnoj polulopti na našoj levoj strani, a na južnoj na našoj desnoj strani kada nam vetar duva u leđa.

Pod- i nadgeostrofski vetar. Prvu gore prikazanu jednačinu za gradijentni vetar možemo pisati i u obliku

$$v = v_g/(1 + v/rf)$$

gde smo mesto $\frac{\alpha}{f}\frac{\partial p}{\partial r}$ pisali v_g. Vrednost v_g nam očigledno ne predstavlja ništa drugo nego brzinu geostrofskog vetra ($r \to \infty$) koji bi na onom mestu duvao pod inače jednakim uslovima (jednako f, α i $\partial p/\partial r$).

Na osnovu jednostavne analize ove jednačine dolazimo do zaključka da su gradijentni vetrovi u ciklonu slabiji, a u anticiklonu jači od geostrofskih koji bi pri jednakom gradijentu pritiska i jednakoj gustini vazduha tamo postojali. Što je jača zakrivljenost izobara, to su veće razlike. Kažemo da u ciklonima duvaju podgeostrofski, a u anticiklonima nadgeostrofski vetrovi. Sve ovo se vidi i iz donje tablice koja sadrži nekoliko podataka o gradijentnim vetrovima u ciklonima i anticiklonima. Podaci su izračunati iz obrasca za brzinu gradijentnog vetra i odnose se na slučaj kada je $\varphi = 45°$, $\alpha = 1\ \mathrm{m}^3\ \mathrm{kg}^{-1}$, $\partial p/\partial r = \pm 1$ mb/100 km. Napominjemo da se sve navedene karakteristike gradijentnih i geostrofskih vetrova zapažaju svakodnevnim posmatranjem zbivanja u atmosferi pomoću vremenskih karata.

r	200	400	600	800	1000	∞	km
v_c	7,2	8,1	8,5	8,8	9,0	9,7	$\mathrm{m\ sec}^{-1}$
v_a	—	15,7	12,1	11,2	10,9	9,7	$\mathrm{m\ sec}^{-1}$

v_c = brzina gradijentnog vetra u ciklonu ($\partial p/\partial r > 0$)
v_a = brzina gradijentnog vetra u anticiklonu ($\partial p/\partial r < 0$).

Ciklostrofski vetar. Kod kružnih kretanja u tornadima i trombama (pijavicama) dejstvo Koriolisove sile je u poređenju sa centrifugalnom neuporedivo manje. Iz uslova za gradijentni vetar dobijamo zbog toga za horizontalni gradijent pritiska na mestu gde postoje takva vrtložna kretanja (ciklostrofski vetar) sa dovoljnom tačnošću

$$\frac{\partial p}{\partial r} = \rho\, v^2/r.$$

Vidimo da je vazdušni pritisak na osi rotacije najmanji.

Prečnik cevi tornada i trombe kreće se u granicama od nekoliko metara do oko 100 m. Ako uzmemo da je $v = 50\ \mathrm{m\ sec}^{-1}$ (pri toj brzini otkazuju anemografi), $r = 10$ m i $\rho = 1\ \mathrm{kg\ m}^{-3}$, onda je $\partial p/\partial r = 50^2/10\ \mathrm{kg\ m}^{-2}\ \mathrm{sec}^{-1} = 2{,}5\ \mathrm{mb\ m}^{-1}$! Ako dobijenu vrednost uzmemo kao neku srednju za tornado prečnika 50 m, onda bi u centru vazdušni pritisak bio za 62,5 mb manji nego na periferiji. Smatra se da smanjenje vazdušnog pritiska u tornadu može iznositi 50 mm Hg.

U tornado ulazi stalno nov vlažan vazduh i dolazeći pod manji pritisak adijabatski se hladi što lako dovodi do kondenzacije vodene pare. Pošto je sila devijacije u poređenju sa centrifugalnom silom u vrtlozima ove vrste neznatna, to u tornadima i trombama vazduh može da rotira i u jednom i u drugom smislu.

Surla tornada može da ima raznovrsne oblike. Na pojedinim odsecima je nagib ose surle prema horizontalnom tlu mali. Na takvim mestima može od ose tornada prema periferiji, kao što vidimo iz gornjeg primera, vazdušni pritisak sa visinom da raste!

Transport veličina kvantiteta u atmosferi kao posledica turbulencije. Geostrofski i gradijentni vetrovi predstavljaju dobru sliku strujanja vazduha u atmosferi gde su sile trenja srazmerno male. Takva strujanja vazduha prikazuju nam se »iz daleka« na meteorološkim vremenskim kartama. Ovo izgleda sasvim u drugoj svetlosti kada posmatramo vetrove izbliza, a prvenstveno u prizemnom sloju vazduha, npr. pomoću osetljivih instrumenata za merenje pravca i brzine vetra. Na taj način vidimo da je strujanje vazduha u atmosferi uglavnom uvek turbulentno (sl. 26), da vetar duva »na udare« i da nije ujednačen: stalno se menja i po jačini i po pravcu.

Kada uzmemo navedeno u obzir vidimo da turbulencija omogućuje transport raznih specifičnih meteoroloških veličina sa jednog mesta u atmosferi na drugo, a naročito u vertikalnom pravcu u kome postoje najveće razlike u raspodeli pojedinih meteoroloških veličina. Turbulencija pročišćava vazduh, što se uzima u obzir prilikom podizanja fabričkih postrojenja da bi se *zagađenost vazduha* kretala u dozvoljenim granicama, zbog turbulencije vrši se uglavnom prenos vodene pare na veće visine i kinetičke energije sa većih visina u prizemne slojeve vazduha, ona utiče na temperaturu vazduha (zbog transporta unutrašnje energije) itd.

Menjanje turbulentnosti vazduha sa visinom. Atmosfera nije svuda jednako turbulentna, a i na ma kom mestu ona se u toku vremena stalno menja. Turbulencija je utoliko jača što je vetar jači, što se on brže menja sa visinom i što je manja stabilnost atmosfere. Jaki turbulentni slojevi postoje na većim visinama u oblasti mlazne struje. Naročito jako turbulentan može biti prizemni vazduh i to tada kada duvaju vetrovi velikom brzinom iznad neravnog tla, što još pojačava mešanje vazduha. U takvim slojevima vetar se brzo menja sa visinom, što sve predstavlja veće ili manje opasnosti za vazdušni saobraćaj. Zajedno sa promenama vremena menja se i turbulentnost atmosfere, koja je posebno jaka na mestima gde se sukobljavaju tople i hladne vazdušne mase različitog porekla.

Sile unutrašnjeg i efektivnog unutrašnjeg trenja. Zbog turbulencije vazduh se stalno meša. Tako npr. u atmosferi gde se brzina (srednja) vetra povećava sa visinom delići vazduha, koji sa većih visina dolaze na manje, ubrzavaju deliće vazduha na manjim visinama i suprotno: vazduh koji sa manjih visina dolazi na veće usporava kretanje viših slojeva atmosfere. Vidimo da zbog turbulencije u atmosferi postoje sile koje imaju za posledicu ubrzavanje kretanja jednih i usporavanje kretanja drugih vazdušnih masa.

Već je Njutn pokazao da te vrste sila zavise od menjanja brzine vazduha u prostoru. Upoređenjem tih sila, koje nalazimo laboratorijskim putem, i koje se zovu sile unutrašnjeg trenja, sa onima koje postoje u atmosferi pri jačim vetrovima, pokazalo se da su one u atmosferi 100 000, 200 000 i više puta veće. Za razliku od pomenutih sila unutrašnjeg trenja, odgovarajuće sile u atmosferi zovu se sile efektivnog ili virtuelnog unutrašnjeg trenja.

Velike razlike između jednih i drugih pomenutih sila postoje zbog toga što u laboratoriji prenos impulsa vrše samo molekuli, dok u atmosferi pored ovog prenosa, koji je neznatan, postoji još transport impulsa posredstvom delića vazduha različitih brzina i dimenzija koji imaju različite fizičke osobine.

Razmena vazdušnih masa i dinamička konvekcija. Delići vazduha koji se zbog turbulencije stalno međusobno mešaju prenose sobom razne svoje osobine. Na taj način, tj. razmenom vazdušnih masa, prenosi se npr. u vertikalnom pravcu toplota (unutrašnja energija), kinetička energija, zamućenost vazduha, vodena para

itd., što sve na određeni način utiče na razvoj vremena. Ovakvo prenošenje zove se i dinamička konvekcija. Transport S neke veličine kvantiteta sa specifičnom vrednošću s u vertikalnom pravcu koji se izvrši u jedinici vremena kroz jedinicu horizontalne površine srazmeran je vertikalnom gradijentu te veličine $\left(-\frac{\partial s}{\partial z}\right)$ i usmeren je na istu stranu kao taj gradijent:

$$S = -K\frac{\partial s}{\partial z} \quad [K] = [\mathrm{kg\,m^{-1}\,sec^{-1}}]$$

Faktor proporcionalnosti K zove se *koeficijent razmene* ili kratko *razmena*. Vrednost razmene K kreće se u vrlo širokim granicama. Srednja vrednost je oko 5 $\mathrm{kg\,m^{-1}\,sec^{-1}}$.

Napisani obrazac je približan i važi samo pod određenim uslovima.

Zbog trenja o zemljino tlo kinetička energija vazduha sa visinom se povećava. U tom slučaju je $\frac{\partial s}{\partial z} > 0$ i transport kinetičke energije je usmeren prema zemljinom tlu. Zbog isparavanja sa zemljinog tla i kondenzacije na visini specifična vlažnost q u prizemnom sloju vazduha obično opada sa visinom. U tom slučaju je $\frac{\partial s}{\partial z} = \frac{\partial q}{\partial z} < 0$ i transport vodene pare je usmeren naviše ($S > 0$). Iz gornje jednačine možemo da izračunamo koliki je taj transport pod raznim uslovima.

Diferenciranjem jednačine za specifičnu vlažnost (II. 2) dobijamo odmah da je transport vodene pare u vertikalnom pravcu sledeća funkcija relativnih promena pritiska vodene pare i vazdušnog pritiska sa visinom:

$$S = -K\frac{\partial q}{\partial z} = -0{,}622\frac{Ke}{p}\left(\frac{1}{e}\frac{\partial e}{\partial z} - \frac{1}{p}\frac{\partial p}{\partial z}\right).$$

Prema jednačini gasnog stanja i osnovnoj jednačini statike je $-\frac{1}{p}\frac{\partial p}{\partial z} = g/RT = \gamma_h/T$ (γ_h gradijent homogene atmosfere). Ako dobijenu vrednost unesemo u gornju jednačinu, onda dobijamo

$$S = -\frac{0{,}622\,K}{p}\frac{\partial e}{\partial z} - 0{,}622\frac{Ke\,\gamma_h}{pT}$$

U vlažnoj atmosferi ($e \neq 0$) drugi član na desnoj strani uvek postoji, uvek je negativan i srazmeran je pritisku vodene pare e. On predstavlja parcijalni transport vodene pare, usmeren naniže u težnji da bi se u atmosferi uspostavila ravnoteža u raspodeli vodene pare sa visinom, da bi se izjednačila relativna promena vodene pare sa relativnom promenom vazdušnog pritiska sa visinom (da bi pritisak vodene pare opadao sa visinom potpuno slično kao vazdušni pritisak). U takvoj atmosferi specifična vlažnost se ne menja sa visinom.

Prvi član na desnoj strani predstavlja drugi parcijalni transport vodene pare u vertikalnom pravcu. Taj transport ništa ne zavisi od pritiska vodene pare, već od njegovog vertikalnog gradijenta $-\frac{\partial e}{\partial z}$, a koji je obično usmeren naviše $\left(\frac{\partial e}{\partial z} < 0\right)$,

što se vidi i iz jednačine za srednje opadanje pritiska vodene pare sa visinom (Zirin-gova formula, II. 6). Taj parcijalni transport vodene pare može biti usmeren i naniže i to tada kada je $\frac{\partial e}{\partial z} > 0$, što se dešava u temperaturskim inverzijama.

Neka je $\partial e/\partial z = 0{,}50$ mb/100 m, $e = 5$ mb, $p = 1000$ mb, $T = 273$ °K i K = 1 kg m^{-1} sec^{-1}. U tom slučaju je ukupan transport vodene pare u vertikalnom pravcu

$$S = -\frac{0{,}622 \cdot 1}{1000} \cdot 0{,}005 - 0{,}622 \frac{1 \cdot 5 \cdot 0{,}034}{1000 \cdot 273} \text{ kg m}^{-2} \text{ sec}^{-1} = -0{,}27 - 0{,}033 \text{ kg m}^{-2}/$$

dan. Vrednosti su napisane istim redom kao u gornjoj jednačini za S.

Vidimo da je u ovom slučaju parcijalni transport koji potiče od raspodele pritiska vodene pare otprilike osam puta veći od onog drugog koji je posledica raspodele vazdušnog pritiska u atmosferi.

Česta posledica transporta vodene pare naniže (H. Elias, 1904) je da u donjem hladnom vazduhu dolazi do obrazovanja niskog oblačnog sloja i magle (str. 54).

Obično je transport vodene pare usmeren (zbog isparavanja sa tla) naviše, u više slojeva atmosfere gde se vodena para u oblacima kondenzuje, iz kojih se vraća u vidu padavina na zemlju. Uzimajući ovo u obzir možemo proceniti koliki je srednji koeficijent razmene:

Isparavanjem vode sa zemljine površine vodena para stalno ulazi u atmosferu. Na drugoj strani, vodena para se u atmosferi kondenzuje i onda se u vidu raznih vrsta padavina opet vraća na Zemlju. Srednje godišnje količine padavina procenjuju se na oko $P = 350$ kg m^{-2}. Ta količina treba da bude jednaka srednjem vertikalnom transportu vodene pare pri tlu u toku jedne godine, dakle

$$P = -\frac{0{,}622K}{p}\left(\frac{\partial e}{\partial z} + \frac{e\gamma_h}{T}\right).$$

Ako uzmemo da je $p = 987$ mb (str. 60), $e = 10$ mb, $\frac{\partial e}{\partial z} = -0{,}0038$ mb m^{-1} (Tabl. 4 — II. 6), $T = 283$ °K, onda dobijamo iz pomenute jednačine za srednji koeficijent razmene $K = 6$ kg m^{-1} sec^{-2}.

Ako se brzina vetra $v = 10$ m sec^{-1} poveća za 0,1 m sec^{-1} na 10 m visinske razlike i ako je $K = 5$ kg m^{-1} sec^{-1}, onda je transport kinetičke energije usmeren nadole i iznosi

$$-S = K\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{v^2}{2}\right) = 5 \cdot \frac{(10{,}1^2 - 10^2) : 2}{10} \text{ kg m}^2 \text{ sec}^{-2}/\text{m}^2 \text{ sec}^{-1} =$$

$$= 0{,}5 \text{ kg m}^2 \text{ sec}^{-2}/\text{m}^2 \text{ sec} = 1800 \text{ kg m}^2 \text{ sec}^{-2}/\text{m}^2 \text{ čas} = 0{,}4 \text{ kcal/č}.$$

Zbog tog transporta zagreva se prizemni vazduh i zemljino tlo (pretvaranje kinetičke energije u toplotnu).

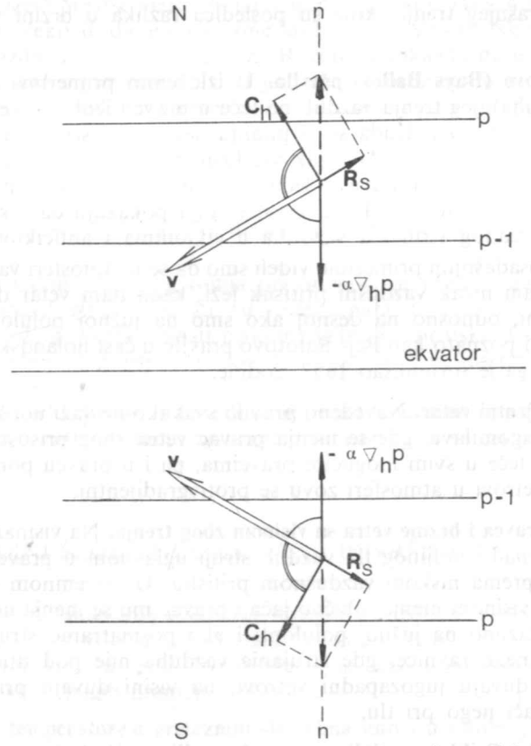
Sile trenja o zemljino tlo. Prilikom kretanja prizemni vazduh nailazi na razne prepreke i, dolazeći sa njima u dodir, predaje zemljinoj površini deo svoje kinetičke energije. Na taj način se kinetička energija vazduha pretvara prvo u kinetičku energiju raznih predmeta na zemlji, a posle u toplotnu energiju tla i vazduha. Sva ta pretvaranja energije u vezi su sa silom trenja o zemljino tlo (*spoljašnje trenje*).

Na osnovu obrade velikog broja meteoroloških podataka Guldberg i Mon (Guldberg i Mohn) su već krajem prošlog veka (1887) pretpostavili da je sila spoljašnjeg trenja srazmerna masi m vazduha i brzini v kojom se vazduh kreće i da ona deluje u pravcu strujanja i to unazad. Prema Guldbergu i Monu je dakle sila trenja vazduha o zemljino tlo

$$R_s = -kmv \qquad [k] = \text{sec}^{-1}.$$

Faktor proporcionalnosti k zove se *koeficijenat spoljašnjeg trenja* ili kratko *spoljašnje trenje*, a znak minus označava da sila R_s deluje u suprotnom smislu od vektora brzine. Kasnija proučavanja Heselberga i Sverdrupa (Hesselberg, Sverdrup) su pokazala da je ova jednačina samo približno tačna.

Normalni ugao skretanja. Za vreme strujanja vazduha iznad zemljinog tla, na svaki delić vazduha deluje u horizontalnom pravcu pored gradijentne i Koriolisove sile i sila trenja o zemljino tlo (R_s). U oblasti gde je strujanje prizemnog vazduha



Sl. 42. Ravnoteža sila pri neubrzanom kretanju vazduha pri tlu u oblasti ravnih izobara.

horizontalno, neubrzano i pravolinijsko, gde su zbog toga izobare prave paralelne linije, rezultanta svih ovih sila jednaka je nuli (sl. 42). Iz slike vidimo da je

$$\text{ctg}\,\beta = \frac{k}{f}$$

gde je β ugao koji gradi horizontalni gradijent pritiska sa vektorom brzine, a $f = 2\omega \sin\varphi$. Ugao β zove se normalni ugao skretanja.

Spoljašnje trenje k zavisi samo od podloge. Iznad glatke morske površine je manje nego iznad ravnice, gde je opet manje nego iznad breužuljkastog terena itd. Iz gornje jednačine proizlazi da je iznad podloge određene vrste normalni ugao skretanja na manjim geografskim širinama manji nego na većim. Na ekvatoru je jednak nuli, i tamo, gde horizontalna komponenta Koriolisove sile ne postoji, vazduh struji neposredno prema niskom vazdušnom pritisku (u pravcu gradijenta), što dovodi do brzog izjednačavanja razlika u vazdušnom pritisku u horizontalnom pravcu.

Spoljašnje trenje k je na kopnu u proseku oko 10^{-4} sec^{-1} i oko 6 puta je veće nego iznad mora. Na našim širinama na kopnu normalni ugao skretanja je oko 50°, a na moru 80°.

Možemo napomenuti da na prizemni vazduh u manjoj meri deluju i sile efektivnog unutrašnjeg trenja, koje su posledica razlika u brzini vazduha pri tlu i na visini.

Bejs Balotovo (Buys Ballot) pravilo. U izloženim primerima vidimo da pod dejstvom sila spoljašnjeg trenja vazduh ne teče u pravcu izobara, već prema oblasti niskog vazdušnog pritiska. Kada su u pitanju neubrzana strujanja u polju ravnih izobara, strujanje se vrši tako da nizak vazdušni pritisak leži na našoj levoj strani malo ispred ako nam vetar duva u leđa, odnosno na našoj desnoj strani ispred ako se nalazimo na južnoj polulopti. Posmatranja pokazuju da takvo pravilo važi i u slučaju neubrzanog strujanja vazduha u ciklonima i anticiklonima.

Na svim dosadašnjim primerima videli smo da se u atmosferi vazduh uglavnom kreće tako da nam nizak vazdušni pritisak leži, kada nam vetar duva u leđa, na našoj levoj strani, odnosno na desnoj ako smo na južnoj polulopti. To pravilo je u meteorologiji poznato kao Bejs Balotovo pravilo u čast holandskog meteorologa Bejs Balota koji ga je formulisao 1857. godine.

Protivgradijentni vetar. Navedeno pravilo svakako ne važi uopšte i na mestima gde se vazduh nagomilava, gde se menja pravac vetra zbog prisustva planina itd., vazduh može da teče u svim mogućim pravcima, pa i u pravcu porasta vazdušnog pritiska. Takvi vetrovi u atmosferi zovu se protivgradijentni.

Menjanje pravca i brzine vetra sa visinom zbog trenja. Na visinama od nekoliko stotina metara iznad zemljinog tla vazduh struji uglavnom u pravcu izobara, dok pri zemlji struji prema niskom vazdušnom pritisku. U prizemnom sloju atmosfere vetar se dakle sa visinom menja, obično jača i pravac mu se menja udesno, odnosno ulevo ako se nalazimo na južnoj polulopti i ako posmatramo strujanje sa visine. Ako npr. iznad neke ravnice, gde strujanje vazduha nije pod uticajem obližnjih planina, pri tlu duvaju jugozapadni vetrovi, na visini duvaju približno zapadni vetrovi koji su jači nego pri tlu.

Visina trenja. Prilikom udaljavanja od zemljinog tla pravac u kome duvaju vetrovi sve više se približava pravcu izobara i visina na kojoj dolazi do podudaranja pravca izobara sa pravcem strujanja vazduha zove se visina trenja. Ta visina je tim veća što je atmosfera turbulentnija i što je manja geografska širina. Kod nas ona iznosi 500 do 1000 m.

Visina trenja zavisi od turbulentnosti atmosfere, od geografske širine i od vrste podloge. Iznad mora i ravnog tla ona je manja nego iznad ravnice i brežuljkastog terena. Posebno je velika u oblasti planina, pošto planinski masivi predstavljaju prepreku koja bitno utiče na strujanje vazduha u atmosferi.

Udaljavajući se od tla uticaj sile trenja na kretanje vazduha se smanjuje i postepeno se uspostavlja ravnoteža između gradijentne i Koriolisove sile. Na samoj visini trenja uspostavlja se ravnoteža i tu već duvaju približno geostrofski, odnosno gradijentni vetrovi.

Visina trenja se po pravilu smanjuje sa geografskom širinom. Na većim širinama dejstvo Koriolisove sile je veće, što dovodi do bržeg uspostavljanja pomenute ravnoteže između gradijentne sile i Koriolisove sile.

Transport vazduha i vodene pare prema oblasti niskog vazdušnog pritiska. Od tla pa do visine trenja vetar duva sa jednom komponentom prema oblasti niskog vazdušnog pritiska, što znači da se pri tlu oblasti niskog vazdušnog pritiska popunjavaju vazduhom koji dolazi iz susednih oblasti visokog vazdušnog pritiska.

Ovde bi zauzelo previše mesta da izračunamo koliki je taj transport. U svakom slučaju, možemo očekivati da je on srazmeran brzini V_g geostrofskog vetra na visini trenja, gustini vazduha ρ i visini trenja z_t. Račun bi pokazao da je transport iznad ravnice kroz vertikalni pravougaonik sa jediničnom osnovicom koja leži u pravcu izobare i visinom ρ po jedinici vremena pod određenim pojedinostavljenjima

$$\varnothing = \frac{\rho\, v_g\, z_t}{2\,\pi} \qquad (\pi = 3{,}14\ldots).$$

Ako je npr. $\rho = 1{,}2$ kg m^{-3}, $v_g = 10$ m sec^{-1} i $z = 1000$ m, onda je $\varnothing = 2000$ kg m^{-1} sec^{-1}.

Iz primera vidimo da zbog trenja pri tlu postoje veliki transporti vazdušnih masa, a time i drugih stvari, kao što su vodena para, unutrašnja i kinetička energija iz oblasti visokog prema oblasti niskog vazdušnog pritiska. Od naročitog značaja za razvoj vremena je transport vodene pare, koji bi, u našem primeru pri srednjoj gustini vodene pare od 10 gr m^{-3}, bio $10 \cdot 2000$ gr m^{-1} sec^{-1} = 72 tona po času i metru! Kad tako velike mase vodene pare ulaze u oblast niskog vazdušnog pritiska, onda je razumljivo zašto se tamo stvaraju oblaci iz kojih se često izlučuju veoma jake padavine.

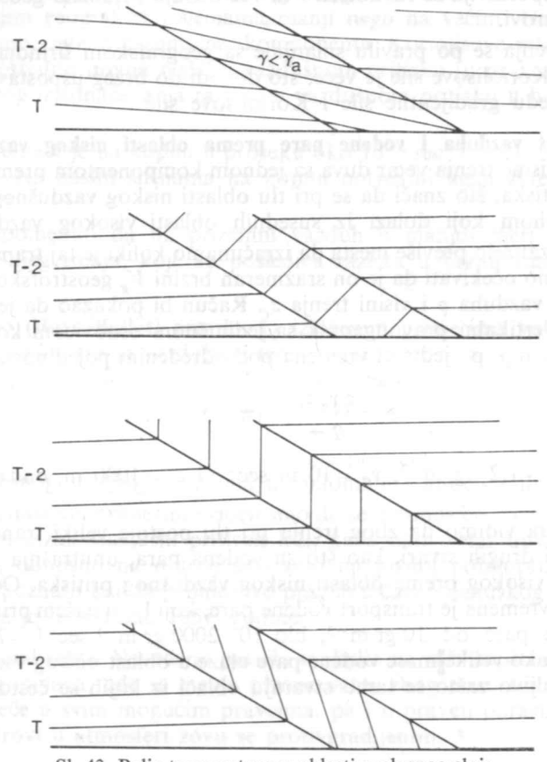
12. PRELAZNI SLOJEVI I GRANIČNE POVRŠINE U ATMOSFERI

Za pravilno razumevanje dinamike strujanja vazduha u atmosferi i razvoja vremena u vezi sa tim vrlo je važno znati kakav može biti raspored temperature u oblasti prelaznih slojeva, odn. frontalnih zona, kao i pitanje koliki može biti pod raznim uslovima nagib graničnih površina.

Raspodela temperature u prelaznim slojevima kao i u okolnoj atmosferi zavisi od raznih faktora. Ovde ćemo samo razmotriti kakve sve teorijske mogućnosti postoje u tom pogledu.

Sl. 43 nam prikazuje četiri različite mogućnosti raspodele temperature u oblasti prelaznog sloja. Pretpostavljeno je, kao što je to obično slučaj, da u jednoj i drugoj vazdušnoj masi temperatura sa visinom opada. U prva dva prikazana slučaja i u prelaznom sloju temperatura opada sa visinom. U prvom slučaju, gde topao vazduh u vidu klina leži ispod hladnog, u prelaznom sloju temperatura brže opada sa vi-

sinom nego u susednim vazdušnim masama. Za razliku od toga, u drugom slučaju, gde hladan vazduh u vidu klina leži ispod toplog, u prelaznom sloju temperatura sporije opada sa visinom nego u okolini. Treba napomenuti da u prvom prikazanom slučaju topao vazduh može stabilno ležati ispod manje zagrejanog samo kada u prelaznom sloju vertikalni temperaturski gradijent nije veći od adijabatskog γ_a (str. 74).



Sl. 43. Polje temperature u oblasti prelaznog sloja.

I u trećem i četvrtom prikazanom slučaju hladan vazduh u vidu klina leži ispod toplog. U trećem slučaju temperatura u prelaznom sloju se ne menja sa visinom (izotermija), a u četvrtom ona se tamo sa visinom povećava (temperaturska inverzija). Vertikalni temperaturski gradijent γ u prelaznom sloju je u oba slučaja manji nego u susednim masama.

U atmosferi postoje na raznim mestima pod raznim uslovima vrlo jako izražene temperaturske inverzije, a naročito zimi, kada ispod vrlo hladnog vazduha često leži srazmerno topao vazduh. Penjući se uvis kroz inverziju svega za nekoliko desetina metara, u takvim slučajevima može temperatura da se poveća za 10, 20 i više stepeni.

Iz sl. 43 vidimo dalje da se u prelaznom sloju u horizontalnom pravcu temperatura brže menja nego u susednim vazdušnim masama, gde se ona obično (kao što je prikazano na slikama) menja u istom smislu kao u prelaznom sloju (što dublje idemo u toplu masu to je toplije i što dublje idemo u hladnu masu to je hladnije).

Dinamički granični uslov. Prelazni slojevi prikazuju nam se izdaleka kao površine koje dele dve vazdušne mase sa različitim temperaturama i gustinama.

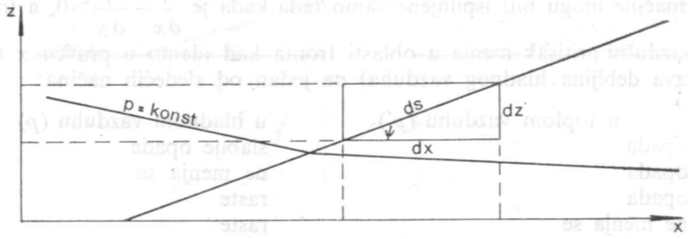
Zamislimo sada da je prelazni sloj zamenjen nekom zamišljenom graničnom (diskontinuitetnom) površinom koja deli dve vazdušne mase i to tako da se prilikom prelaza preko granične površine i temperatura i gustina vazduha odmah promene za neku konačnu vrednost. Tako nešto ne možemo da kažemo za vazdušni pritisak koji se prilikom prelaska preko granične površine kontinuarno menja (inače bi tamo postojala beskonačna ubrzanja). Ako zamislimo dve tačke od kojih jedna leži neposredno ispod granične površine, a druga infinitezimalno blizu ove tačke neposredno iznad granične površine i ako označimo pritisak u donjoj tački sa p, a u gornjoj sa p', onda prema rečenom za graničnu površinu važi uslov da je

$$p=p'.$$

Za razliku od toga, nešto slično ne važi za temperaturu i gustinu ($T\neq T'$, $\rho\neq\rho'$). Napisana jednačina izražava dinamički granični uslov i predstavlja polaznu jednačinu za izračunavanje nagiba graničnih površina u atmosferi.

Izračunavanje nagiba graničnih površina. Zamislimo u vertikalnoj ravni ortogonalni koordinatni sistem sa horizontalnom x-osom i vertikalnom z-osom. U toj ravni neka se nalazi presek granične površine kao granice dve vazdušne mase. Taj presek je predstavljen kosom linijom koja sa horizontalnom ravni gradi ugao ψ (psi). Neka ds bude element puta na preseku, a dx i dz njegove projekcije u pravcima x i z. Ako označimo promenu pritiska p na jedinicu odstojanja u donjoj (hladnoj) vazdušnoj masi koja u vidu klina leži ispod tople u pravcu x, kao obično, sa $\frac{\partial p}{\partial x}$ a u pravcu z sa $\frac{\partial p}{\partial z}$ i odgovarajuće promene pritiska u gornjoj masi sa $\frac{\partial p'}{\partial x}$ i $\frac{\partial p'}{\partial z}$, onda možemo pisati (sl. 44), kad uzmemo u obzir da je svuda na graničnoj površini $p=p'$:

$$\frac{\partial p}{\partial x}dx+\frac{\partial p}{\partial z}dz=\frac{\partial p'}{\partial z}dz+\frac{\partial p'}{\partial x}dx.$$



Sl. 44. Nagib granične površine kao funkcija raspodele vazdušnog pritiska u toplom i hladnom vazduhu.

Odavde dobijamo za nagib granične površine prema horizontalnom tlu u pravcu x:

$$\operatorname{tg}\psi=\frac{dz}{dx}=-\left(\frac{\partial p}{\partial x}-\frac{\partial p'}{\partial x}\right)\Big/\left(\frac{\partial p}{\partial z}-\frac{\partial p'}{\partial z}\right).$$

Vertikalne gradijente vazdušnog pritiska koje postoje u imenitelju dobijene jednačine možemo prema jednačini statike zameniti vrednostima $g\rho$ i $g\rho'$. Tako dobijamo

$$\operatorname{tg}\psi=\frac{\frac{\partial p}{\partial x}-\frac{\partial p'}{\partial x}}{g(\rho-\rho')}.$$

U hladnom vazduhu neposredno pored granične površine, gde je vazdušni pritisak $p=p'$, temperatura vazduha je T. U neposrednoj blizini iznad granične površine u toplom vazduhu temperatura je T'. Ako uzmemo u obzir da je prema jednačini gasnog stanja

$$p=p'=R\rho T=R\rho' T'$$

onda vidimo da možemo pisati

$$\rho'=\frac{T}{T'} \quad \text{i} \quad \rho-\rho'=\rho\left(1-\frac{T}{T'}\right)=\rho(T'-T)/T'.$$

Kad ovo uzmemo u obzir u gornjoj jednačini za nagib granične površine, dobijamo još jedan oblik te jednačine:

$$\operatorname{tg}\psi=\frac{T'}{g\rho}\,\frac{\frac{\partial p}{\partial x}-\frac{\partial p'}{\partial x}}{T'-T}=\frac{RT'T}{gp}\,\frac{\frac{\partial p}{\partial x}-\frac{\partial p'}{\partial x}}{T'-T}.$$

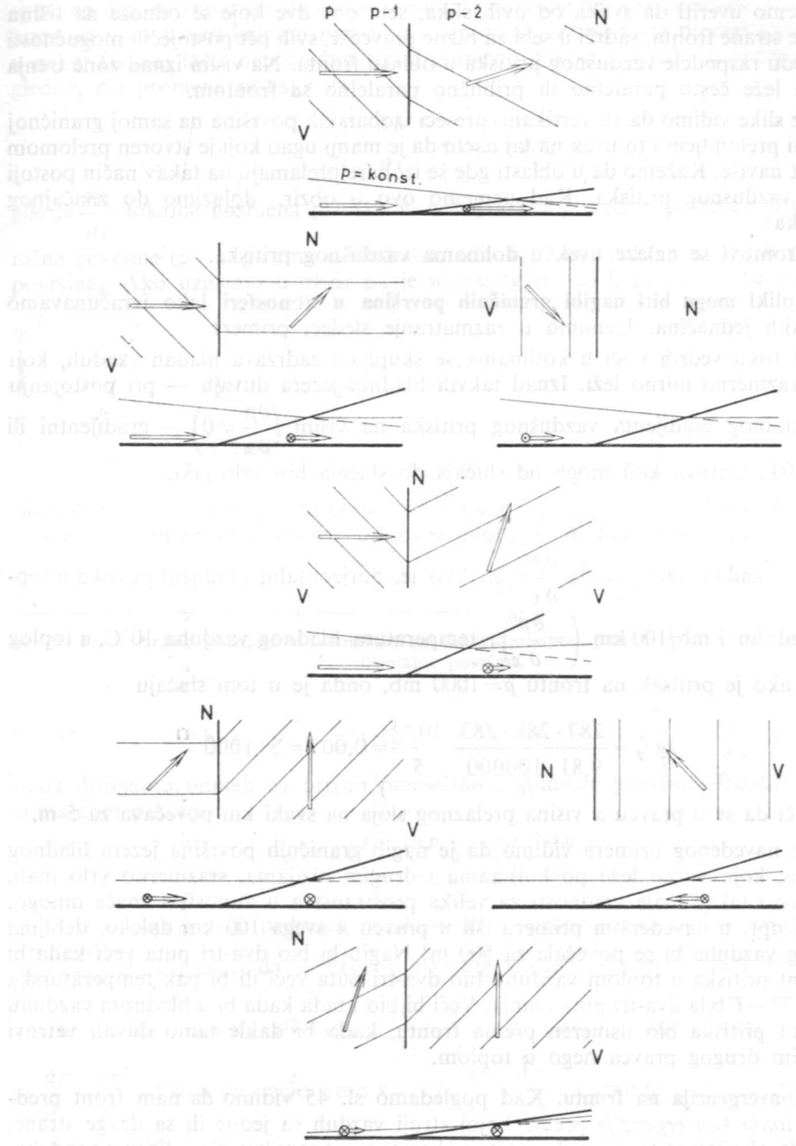
Iz dobijenih jednačina proizlazi da je nagib granične površine prema horizontalnoj ravni srazmeran razlici između horizontalnih gradijenata vazdušnog pritiska u pravcu nagiba s jedne i druge strane površine, a obrnuto srazmeran razlici između gustine hladnog i toplog vazduha, tj. razlici između temperature toplog i hladnog vazduha.

Frontovi i doline vazdušnog pritiska. Poslednja jednačina vrlo je podesna za izračunavanje nagiba graničnih površina u atmosferi.

Granična površina neka zauzima položaj kao što pokazuje sl. 44. U tom slučaju je $\operatorname{tg}\psi>0$ i $T'-T>0$. Kad pogledamo gornju jednačinu, vidimo da ove dve nejednačine mogu biti ispunjene samo tada kada je $\frac{\partial p}{\partial x}-\frac{\partial p'}{\partial x}>0$, a to je tada kada se vazdušni pritisak menja u oblasti fronta kad idemo u pravcu x (u kome se povećava debljina hladnog vazduha) na jedan od sledećih načina:

u toplom vazduhu (p')	u hladnom vazduhu (p)
a) opada	slabije opada
b) opada	ne menja se
c) opada	raste
d) ne menja se	raste
e) raste	brže raste

Imajući na umu opisane mogućnosti i način kako prizemni vazduh struji u odnosu na izobare, vidimo da u oblasti fronta postoje razne mogućnosti u pogledu strujanja vazduha i raspodele vazdušnog pritiska. Svih pet mogućnosti za pravac koji je usmeren normalno na front prikazuju nam slike 45, 1—5. Slike se odnose na strujanje vazduha pri tlu na severnoj polulopti, gde na vazduh pored ostalih sila deluje i sila spoljašnjeg trenja.



Sl. 45. Polje vazdušnog pritiska i vetra u oblasti fronta na severnoj polulopti. Prikazano je strujanje vazduha pri tlu, a pod dejstvom sila spoljašnjeg trenja. Komponente prikazanog vektora brzine prema čitaocu označene su kružićem sa tačkom i u suprotnom pravcu kružićem sa krstićem.

Na slikama izabrali smo osu x tako da ona stoji normalno na front. Lako se možemo uveriti da svaka od ovih slika, sem one dve koje se odnose na tišinu sa jedne strane fronta, sadrži u sebi za razne pravce x, svih pet postojećih mogućnosti u pogledu raspodele vazdušnog pritiska u oblasti fronta. Na visini iznad zone trenja izobare leže često paralelno ili približno paralelno sa frontom.

Iz slike vidimo da su vertikalni preseci izobarskih površina na samoj graničnoj površini prelomljeni i to uvek na taj način da je manji ugao koji je stvoren prelomom okrenut naviše. Kažemo da u oblasti gde se izobare prelamaju na takav način postoji dolina vazdušnog pritiska. Kad uzmemo ovo u obzir, dolazimo do značajnog zaključka:

Frontovi se nalaze uvek u dolinama vazdušnog pritiska.

Koliki mogu biti nagibi graničnih površina u atmosferi lako izračunavamo iz gornjih jednačina. Uzmimo u razmatranje sledeći primer:

U toku vedrih noći u kotlinama se skuplja i zadržava hladan vazduh, koji tamo srazmerno mirno leži. Iznad takvih hladnih jezera duvaju — pri postojanju horizontalnog gradijenta vazdušnog pritiska na visini $\left(\frac{\partial p'}{\partial x} \neq 0\right)$ — gradijentni ili geostrofski vetrovi, koji mogu od slučaja do slučaja biti vrlo jaki.

Neka hladan vazduh leži potpuno mirno ispod toplog. To je moguće svakako samo tada kada se u hladnom vazduhu vazdušni pritisak u horizontalnom pravcu ne menja, kada je tamo svuda $\frac{\partial p}{\partial x} = 0$. Ako je, horizontalni gradijent pritiska u toplom vazduhu 1 mb/100 km $\left(= \frac{\partial p'}{\partial x}\right)$, temperatura hladnog vazduha 10°C, a toplog 15°C i ako je pritisak na frontu $p = 1000$ mb, onda je u tom slučaju

$$\operatorname{tg} \psi = \frac{287 \cdot 288 \cdot 283}{9{,}81 \cdot 100000} \frac{10^{-3}}{5} = 0{,}005 = 5 : 1000$$

što znači da se u pravcu x visina prelaznog sloja na svaki km povećava za 5 m.

Iz navedenog primera vidimo da je nagib graničnih površina jezera hladnog vazduha, koja mirno leže po kotlinama i drugim nizijama, srazmerno vrlo mali. Ali, ipak i takve male vrednosti za velika prostranstva u atmosferi znače mnogo. Ako bi npr. u navedenom primeru išli u pravcu x svega 100 km daleko, debljina hladnog vazduha bi se povećala za 500 m! Nagib bi bio dva-tri puta veći kada bi gradijent pritiska u toplom vazduhu bio dva-tri puta veći ili bi pak temperaturska razlika T'—T bila dva-tri puta manja. Veći bi bio i tada kada bi u hladnom vazduhu gradijent pritiska bio usmeren prema frontu, kada bi dakle tamo duvali vetrovi iz sasvim drugog pravca nego u toplom.

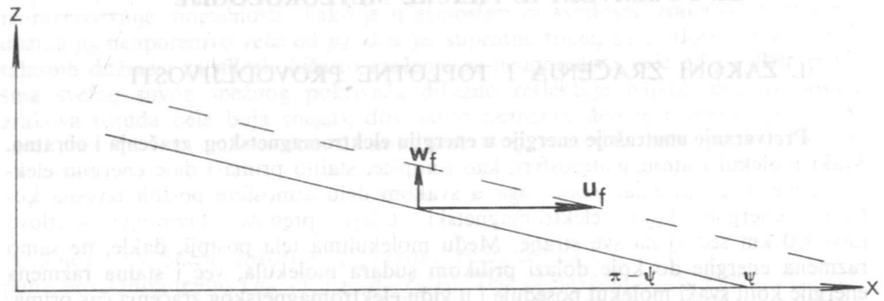
Konvergencija na frontu. Kad pogledamo sl. 45 vidimo da nam front predstavlja *liniju konvergencije* prema kojoj struji vazduh sa jedne ili sa druge strane, ili čak sa obe strane te linije. Tu postoji zbog toga nagomilavanje i dizanje vazduha, što je vezano za dinamičko hlađenje vazduha i često za obrazovanje padavina u toploj ili hladnoj vazdušnoj masi, ili u jednoj i drugoj.

Brzina prenošenja fronta je odraz premeštanja hladnih i toplih vazdušnih masa u atmosferi.

Zamislimo u smislu sl. 46, za razliku od sl. 44, da je klin hladnog vazduha usmeren u pozitivnom smislu ose x. Granična površina neka se premešta u pravcu x brzinom u_f, a u vertikalnom pravcu z brzinom w_f. Zbog ovog premeštanja dolazi u nekoj fiksnoj tački neposredno ispod granične površine u jedinici vremena, očigledno, do promene pritiska za

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial p'}{\partial t} + g(\rho - \rho') w_f$$

gde je $\frac{\partial p'}{\partial t}$ lokalna promena pritiska u nekoj fiksnoj tački neposredno iznad granične površine (ρ i ρ' gustina u hladnom, odn. toplom vazduhu u oblasti granične površine). Ako uzmemo u obzir da je $w_f = u_f \operatorname{tg}(\pi - \psi)$ i, prema ranije napisanoj



Sl. 46. Prikaz brzine u_f kojom se premešta front u horizontalnom pravcu. vf = brzina premeštanja frontalne površine.

jednačini za nagib granične površine, $\operatorname{tg} \psi = -\operatorname{tg}(\pi - \psi) = \left(\frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial p'}{\partial x}\right) / g(\rho - \rho')$, onda dobijamo odmah za brzinu premeštanja granične površine (fronta) u horizontalnom pravcu

$$u_f = -\left(\frac{\partial p}{\partial t} - \frac{\partial p'}{\partial t}\right) \Big/ \left(\frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial p'}{\partial x}\right).$$

U slučaju koji je prikazan na sl. 46 je, u saglasnosti sa ranijim izlaganjima, $\frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial p'}{\partial x} < 0$, što znači da se prodor hladnog vazduha (premeštanje fronta u pozitivnom smislu ose x) vrši kada je $\frac{\partial p}{\partial t} > \frac{\partial p'}{\partial t}$, a prodor toplog vazduha kada je $\frac{\partial p}{\partial t} < \frac{\partial p'}{\partial t}$. Front je stacionaran kada je $\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial p'}{\partial t}$. Uzmimo sada za primer da je $\frac{\partial p}{\partial x} = -\frac{\partial p'}{\partial x} = -1$ mb/100 km $= -10^{-3}$ kg m^{-2}sec^{-2}, a $\frac{\partial p}{\partial t} = -\frac{\partial p'}{\partial t} = 0{,}5$ mb/h $= 50$ kg m^{-1} sec^{-2}. Onda je $u_f = -(50+50)(-10^{-3} - 10^{-3})$ m/h $= 50$ km/h. Srednja brzina premeštanja hladnog fronta na umerenim širinama je 40—50 km/h.

III. POGLAVLJA IZ FIZIČKE METEOROLOGIJE

1. ZAKONI ZRAČENJA I TOPLOTNE PROVODLJIVOSTI

Pretvaranje unutrašnje energije u energiju elektromagnetskog zračenja i obratno. Svaki molekul i atom u atmosferi, kao i uopšte, stalno prima i daje energiju elektromagnetskog zračenja. Zbog toga u svakom delu atmosfere postoji izvesna količina energije koju elektromagnetski talasi prenose brzinom svetlosti (300 000 km sec^{-1}) na sve strane. Među molekulima tela postoji, dakle, ne samo razmena energije do koje dolazi prilikom sudara molekula, već i stalna razmena energije koju svaki molekul poseduje i u vidu elektromagnetskog zračenja čas prima, čas daje.

Moć apsorpcije, transmisije i reflektovanja. Na osnovu posmatranja i merenja poznato je da molekuli prihvataju samo energiju zraka određenih talasnih dužina. Neki zraci se odbijaju od molekula, pri čemu se energetsko stanje ništa ne menja. Kad uzmemo navedeno u obzir vidimo da se energija I koja je u vidu elektromagnetskog zračenja raznih talasnih dužina upućena na neko telo (npr. na neki sloj vazduha u atmosferi) deli na tri dela: na delove A, P, R koje telo apsorbuje (prihvata), transmituje (propušta) i reflektuje (odbija). Prema tome je

$$A+P+R=I$$

Deljenjem ove jednačine sa I dobijamo

$$a+p+r=1,$$

gde se pravi razlomci

$$a=A/I, \quad p=P/I \quad \text{i} \quad r=R/I$$

zovu moć apsorpcije, moć transmisije, odnosno moć refleksije.

U pogledu propuštanja i odbijanja postoje dve mogućnosti: pravac prostiranja zraka se ili ne menja (*providno* ili *pravilno propuštanje*), ili se pak menja (*prozračno* ili *difuzno propuštanje*). Slično govorimo o *pravilnoj* i *difuznoj refleksiji*. Pri pravilnoj refleksiji snop zrakova se odbija od tela kao snop (kao kod ogledala), pri difuznoj refleksiji zraci snopa odbijaju se na sve strane.

Na osnovu izloženog vidimo da možemo moć propuštanja, kao i moć refleksije, pisati u vidu zbira dva člana:

$$p=p_p+p_d \quad \text{i} \quad r=r_p+r_d$$

gde su indeksima p i d označene vrednosti koje se odnose na pravilno, odn. difuzno propuštanje i odbijanje.

Možda treba napomenuti da su i difuzna refleksija i difuzno propuštanje posledica jedne te iste pojave: refleksije zrakova od molekula, atoma i, ako je reč o tečnostima i gasovima, od suspendovanih delića. Razlika je samo u tome da u prvom slučaju posle jedne ili više refleksija zraci izlaze iz tela na onu stranu koja je okrenuta izvoru energije, a u drugom na drugu stranu.

Potpuno crna, bela, providna tela. U pogledu vrednosti a, p i r postoje u prirodi najraznovrsnije mogućnosti. Tako je u atmosferi za svetlosne zrake većih talasnih dužina p_p neuporedivo veće od p_d, dok je, suprotno tome, za svetlosne zrake malih talasnih dužina i za ultraljubičasto zračenje p_d neuporedivo veće od p_p. Bela površina svežeg suvog snežnog pokrivača difuzno reflektuje najveći deo svetlosnih zrakova (otuda bela boja snega), dok samo neznatan deo te energije apsorbuje; za razliku od toga najveći deo tamnog (toplotnog) zračenja snežni pokrivač upija. Za takav snežni pokrivač je, prema tome, za svetlosno zračenje približno $r_d=1$ i $r_p=a=p=0$, a za dugotalasno toplotno zračenje $a=1$ i $r=p=0$.

Telo za koje je pri svakoj talasnoj dužini $a=1$ i $r=p=0$ zove se potpuno (idealno) crno. Slično govorimo o potpuno belim telima ($r_d=1$, $r_p=p=a=0$) i potpuno providnim telima ($p_p=1$, $p_d=a=r=0$). Tela sa navedenim osobinama u stvari u prirodi ne postoje, ali za zračenje određenih talasnih dužina mogu biti tela potpuno crna, bela ili providna.

Kirhofov (Kirchoff) zakon. Zbog stalnog pretvaranja unutrašnje energije u energiju elektromagnetskog zračenja i obratno svako telo zrači (emituje) preko svoje površine energiju elektromagnetskog zračenja. Posmatranja i teorijska istraživanja su pokazala da svako telo može sa svoje površine da emituje samo zračenje onih talasnih dužina koje pri istoj temperaturi i apsorbuje. To je poznati Kirhofov zakon zračenja.

U saglasnosti sa ovim zakonom potpuno crno telo (koje apsorbuje zračenje svih talasnih dužina) emituje zrake svih talasnih dužina. Staklo npr. propušta samo svetlosne zrake, ono je neprovidno (!) za ultraljubičasto i za toplotno infracrveno zračenje. Zbog toga staklo emituje samo zračenje ovih spektralnih oblasti. Ta osobina stakla vrlo je korisna. Kroz prozorska stakla soba i staklenih bašta ulaze velike količine sunčeve energije koju svetlosni zraci nose sobom, a energija toplotnog tamnog zračenja ne može kroz staklo izlaziti napolje.

Plankov (Planck) zakon. Svako telo sa svoje površine neprestano emituje zrake najrazličitijih talasnih dužina. Spektar, tj. ukupnost svih emitovanih zraka, je specifičan za svako telo, on zavisi i od temperature. Potpuno crna tela emituju zrake svih talasnih dužina, od najmanjih do najvećih, ali svi oni ne nose sa sobom podjednako energije.

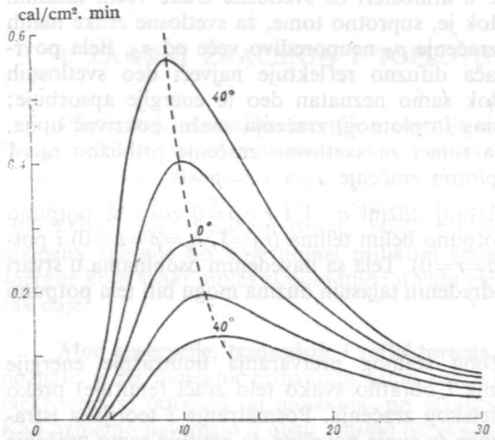
Kako je raspoređena energija na pojedine spektralne oblasti spektra potpuno crnog tela raznih temperatura prikazuje nam sl. 47. Vidimo da se nezavisno od temperature tela intenzitet zračenja pri malim talasnim dužinama sa talasnom du-

žinom povećava do svoje maksimalne vrednosti. Posle postizanja maksimuma, intenzitet se smanjuje, i to sporije nego što se do maksimalne vrednosti povećava. Energija zračenja potpuno crnog tela je u svakom delu spektra veća od energije zračenja potpuno crnog tela manje temperature.

Na sl. 47 prikazan raspored energije zračenja na pojedine spektralne oblasti pri potpuno crnom telu je obrazložio slavni nemački fizičar Plank. U njegovu čast zakon te raspodele zove se Plankov zakon.

Vinov (Wien) zakon. Iz Plankovog zakona proizlazi, između ostalog, zakon koji je Vin eksperimentalnim putem pronašao: talasna dužina zračenja maksimalnog intenziteta koje emituje potpuno crno telo obrnuto je srazmerna apsolutnoj temperaturi tela.

Prema Vinovom zakonu talasna dužina zračenja maksimalnog intenziteta crnog tela temperature 6000°K (približno tempeperatura površine Sunca), 300, odn. 200°K (u tim granicama se uglavnom kreće temperatura vazduha u atmosferi) je 0,5 10, odn. 15 μ (sl. 47). Vidimo da najveći deo energije zračenja atmosfere pada u oblast infracrvenog, tamnog toplotnog zračenja talasnih dužina između 10 i 15 μ!



Sl. 47. Plankov zakon spektralne raspodele intenziteta zračenja potpuno crnog tela različitih temperatura i Vinov zakon pomeranja.

Štefanov zakon. Josip Štefan (Stefan) je 1878. godine eksperimentalnim putem pronašao zakon da je ukupno zračenje potpuno crnog tela srazmerno četvrtom stepenu njegove apsolutne temperature. Polazeći od prvog i drugog principa termodinamike, taj zakon prvi je teorijskim putem dokazao Bolcman (Boltzmann). I taj, kao i Vinov zakon, proizlazi iz Plankovog zakona zračenja.

Ovde navodimo nekoliko podataka o količini energije koju emituje potpuno crno telo u vremenu od jednog sata sa svakog kvadratnog metra svoje površine.

Tablica 10. *Emisija energije potpuno crnog tela kao funkcija temperature*

t =	—30	—20	—10	0	10	20	30°C
Q =	170	205	239	278	321	368	421 kcal m^{-2}čas^{-1}

Pri temperaturi t=10°C emituje npr. zemljino tlo, ako ga možemo smatrati kao crno telo, sa svakog kvadratnog metra svoje površine 321 kcal. Ako tlo jednovremeno ne bi primalo toplotu, ono bi se zbog toga vrlo brzo hladilo. Ali to se ne dešava, pošto zemljino tlo stalno prima toplotu od Sunca i atmosfere u vidu toplotnog zračenja, a od atmosfere još i putem toplotne provodljivosti.

Moć apsorpcije nekih tela. Od moći apsorpcije zavisi koliko se zagreva ili hladi neko telo zbog zračenja pod datim uslovima. Moć apsorpcije bele tkanine je npr. mala, a crnog odela velika. Zbog toga se leti oblačimo u bela i svetla odela, koja se na suncu ne zagrevaju mnogo.

Vrlo velika je moć apsorpcije oblačnih slojeva i zbog toga oni zrače skoro kao crna tela. Preko svoje gornje površine, oblaci zrače srazmerno velike količine toplotne energije i u večernjim časovima se hlade, postaju sve gušći (specifički teži). Zbog toga padaju i dolaze u toplije vazdušne slojeve, što u večernjim časovima često dovodi do razvedravanja neba.

Ovde navodimo neke vrednosti moći apsorpcije.

Tablica 11. *Moć apsorpcije za talasne dužine veće od 10 M*

	snežni pokrivač	lišće i trava	svetao pesak
a=	0,995	0,96—0,98	0,89

Berov (Beer) zakon. Prilikom prostiranja kroz neku sredinu, npr. kroz atmosferu, intenzitet zračenja slabi. Slabljenje zavisi od broja i vrste molekula koji se nalaze na putu prostiranja.

Neka se u nekom pravcu u atmosferi prostire snop paralelnih zrakova određenih talasnih dužina. Prilikom prostiranja kroz atmosferu intenzitet I (= energija koja kroz jedinicu površine koja stoji normalno na pravac prostiranja prolazi u jedinici vremena) zračenja tog snopa slabi. To slabljenje je srazmerno gustini vazduha ρ, intenzitetu I i pređenom putu ds. Prema tome možemo pisati:

$$dI = -k \rho I ds.$$

Faktor srazmernosti k zove se *koeficijent ekstinkcije* (*slabljenja*) i zavisi od raznih faktora (između ostalog i od talasne dužine zračenja).

Pretpostavimo sada da se koeficijent ekstinkcije na putu s ne menja. U tom slučaju možemo gornju jednačinu pisati u obliku

$$\frac{dI}{I} + k\, dm = d(\ln I + km) = 0$$

gde pod $dm = \rho\, ds$ podrazumevamo masu vazduha koju je snop zrakova prešao na putu ds (pošto je reč o intenzitetu, to se ovde misli na snop zrakova koji zaprema prostor u vidu stuba sa jediničnim presekom). Vidimo da je pri učinjenoj pretpostavci izraz u zagradi konstantan, da je nezavisan od mase vazduha koju su zraci iz snopa zrakova u atmosferi prešli. Zbog toga je

$$\ln I + km = \ln I_0$$

gde je I_0 intenzitet zračenja na vrhu atmosfere, gde je m=0. Antilogaritmovanjem dobijamo odavde

$$I = I_0 e^{-km}$$

a to je poznati Berov zakon (Beer), prema kome intenzitet zračenja eksponencijalno slabi sa masom kroz koju u atmosferi prolazi (pod uslovom da je k konstantno). Određivanju vrednosti koeficijenta ekstinkcije eksperimentalnim i teorijskim putem

bila je posvećena u meteorologiji vrlo velika pažnja i danas se zna koliko pojedini gasovi, sastavni delovi atmosfere, utiču na slabljenje zračenja raznih spektralnih oblasti prilikom prolaženja kroz atmosferu. Zračenje najviše slabi zbog prisustva vodene pare, ugljendioksida, ozona i kiseonika.

Toplotna provodljivost. Svako telo prima i daje toplotu na dva načina: zračenjem i toplotnom provodljivošću. Provođenje toplote vrši se uvek sa toplijeg na hladnije mesto, i to u pravcu najbržeg opadanja temperature (u pravcu temperaturskog gradijenta). Provođenje toplote je utoliko veće ukoliko je veći temperaturski gradijent; ono zavisi od vrste tela koja provode toplotu.

Prema zakonu o toplotnoj provodljivosti, kroz površinu σ koja stoji normalno na temperaturski gradijent (i leži na izotermnoj površini) prolazi u intervalu vremena dt sa toplije na hladniju stranu toplota $\varnothing\,\sigma\,dt$, gde je

$$\varnothing = -\lambda \frac{\partial T}{\partial n}$$

fluks toplote (toplota koja u jedinici vremena prelazi na onom mestu kroz jedinicu površine) izazvan toplotnom provodljivošću. U ovoj jednačini je $-\frac{\partial T}{\partial n}$ temperaturski gradijent, a λ *koeficijent toplotne provodljivosti*. Taj faktor proporcionalnosti zove se i *moć toplotne provodljivosti* ili kratko *toplotna provodljivost*.

Toplotna provodljivost vazduha. Toplotna provodljivost gasova, a time i vazduha, u poređenju sa drugim materijama, vrlo je mala. Pri temperaturi 0°C je npr. za vazduh $\lambda = 0{,}0000058$ kcal m^{-1} $grad^{-1}$ sec^{-1}. Da bismo dobili predstavu kolika je ta vrednost, posmatrajmo sledeći primer:

Neka je $-\frac{\partial T}{\partial n} = 10°C/m$, $dt = 1$ čas, $\sigma = 1$ m². U tom slučaju je $\varnothing\, dt = 0{,}0000058 \cdot 10 \cdot 1 \cdot 3600$ kcal $= 0{,}2$ kcal. U toku jednog sata u pravcu najbržeg opadanja temperature prolazi kroz svaki m² svega 0,2 velikih kalorija. Sem neposredno iznad zemljinog tla, tako veliki temperaturski gradijenti kao u navedenom primeru u atmosferi ne postoje. Prema tome, zbog toplotne provodljivosti se u atmosferi prenose, kad izuzmemo prizemni sloj vazduha, srazmerno vanredno male količine toplote sa jednog mesta na drugo.

Turbulentna toplotna provodljivost. Vazduh je vrlo slab provodnik toplote. Kad to kažemo, mislimo na vazduh koji je u stanju mirovanja. Mi se oblačimo zimi u vunena odela, koja su sačinjena od vlakana između kojih se nalazi vazduh. Slično se između ptičjeg perja nalazi vazduh, što štiti ptice od najvećih hladnoća. Ali, kada se vazduh kreće, toplotna provodljivost se bitno povećava. Tada se javlja i 100 000 i više puta veća turbulentna toplotna provodljivost. U gornjoj jednačini treba u tom slučaju mesto λ pisati koeficijent razmene K (II. 11). Kada duva vetar, prizemni vazduh se tokom dana srazmerno malo zagreva. Vazduh se meša i zagrevanje se pronosi do visina od 1000 m, 2000 m i više.

Turbulencija i pojačani temperaturski gradijenti u prizemnom sloju vazduha su uzrok da postoji velika razmena toplote između atmosfere i zemljine podloge preko koje se atmosfera u najvećoj meri zagreva i hladi.

Upoređenje toplotne provodljivosti nekih tela. Toplotna provodljivost tečnosti i čvrstih tela mnogo je veća od toplotne provodljivosti vazduha. Tako je npr. toplotna provodljivost mirne vode i leda 26, odnosno 95 puta, a bakra, koji je jedan od najboljih provodnika toplote, 16 000 puta veća od toplotne provodljivosti vazduha pri temperaturi 0°C. Važno je napomenuti da je toplotna provodljivost rastresitih tela zbog vazduha koji se nalazi u brojnim šupljinama takvih tela, srazmerno mala. Tako je snežni pokrivač odličan toplotni izolator, pogotovo ako je suv i male gustine. Pri maloj gustini ($\rho = 0{,}2$ gr cm^{-3}) toplotna provodljivost suvog snežnog pokrivača je svega 6 puta veća od vazduha pod navedenim uslovima. Toplotna provodljivost mokrog »teškog« snega je do 10 puta veća od suvog rastresitog.

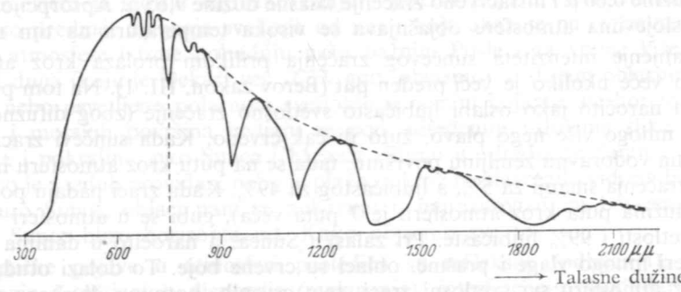
Za tumačenje dnevnog hoda temperature, kao i za izračunavanje prenošenja toplote iz zemljišta u atmosferu i obratno, važno je znati kolika je toplotna provodljivost tla. Za močvarno tlo je oko 35 a za peščano oko 70 puta veća od gore navedene vrednosti za vazduh.

2. ZRAČENJE U ATMOSFERI

Apsorpcioni spektar atmosfere. Kroz više ili manje prozračnu atmosferu dolazi prosečno srazmerno mali deo sunčeve energije direktno ili difuznom refleksijom na zemljinu površinu. Ovim putem dolazi na površinu severne polulopte prosečno svega 43% one sunčeve energije koja pristiže na vrh atmosfere. Preostali veći deo odbija i apsorbuje atmosfera. Neposrednim prostiranjem kroz atmosferu dolazi, dakle, na zemljinu površinu sunčevo zračenje više ili manje oslabljeno.

Već 1884. god. je Lengli (Langley) pokazao da na putu kroz atmosferu svi zraci više ili manje oslabe, ali neki neuporedivo jače nego drugi. Dalje je našao da svetlosni zraci ($0{,}36\,\mu < \lambda < 0{,}76\,\mu$) sačinjavaju samo neznatan deo sunčevog spektra (vidi sl. 48), a da nam uprkos tome oni donose srazmerno najviše toplotne energije (otprilike jednu trećinu ukupne količine koju sunčevi zraci nose sobom).

Sl. 48 nam pokazuje apsorpcioni spektar atmosfere, tj. intenzitet sunčevog zračenja pri tlu kao funkciju talasne dužine. To je poznata slika dobijena prema merenjima koja je izvršio Lengli.



Sl. 48. Spektralna raspodela energije sunčevog zračenja pri tlu prema Lengliju (1884).

Isprekidana linija nam predstavlja idealnu raspodelu energije koju zrači potpuno crno telo, kao na slici 47, a koja bi postojala tada kada zraci ne bi slabili ni u sunčevoj ni u zemljinoj atmosferi. Stvarnu raspodelu energije sunčevog zračenja na pojedine zrake daje nam izvučena kriva.

Sunce emituje energiju u vidu zračenja od najmanjih do najvećih talasnih dužina. Kao što vidimo iz sl. 48, intenzitet zračenja I je na pojedine zrake neravnomerno raspoređen i najviše energije otpada na zračenje talasnih dužina oko 0,5 μ (Vinov zakon).

Slabljenje sunčevog zračenja u atmosferi je u najvećoj meri posledica tzv. *selektivne apsorpcije* tj. apsorpcije koja je u različitim spektralnim područjima različita i javlja se zbog prisustva raznih gasova u atmosferi: prvenstveno zbog prisustva ozona (O_3), kiseonika (O_2), ugljendioksida (CO_2), a najviše zbog vode u gasovitom i tečnom stanju. Ovo slabljenje je još i posledica *neselektivne apsorpcije*, koja nastaje zbog prisustva čestica uglja, prašine itd. i zbog *rasipanja*, tj. *difuzne refleksije* na molekulama atmosferskih gasova i na spomenutim česticama suspendovanim u vazduhu.

Kao posledica apsorpcije u sunčevoj atmosferi, gde atomi nisu spojeni u molekule, a delom i zbog apsorpcije u visokim slojevima zemljine atmosfere, u spektru se javljaju poznate *Fraunhoferove apsorpcione linije* — oštro ograničene tanke crte (linije). Zbog selektivne apsorpcije u zemljinoj atmosferi, tj. u gasovima koje sačinjavaju molekuli, javljaju se u spektru *trake apsorpcije*. Za razliku od prvih, ove nisu oštro ograničene. Na mestima gde se javljaju crte apsorpcije, sunčevo zračenje skoro ne postoji, a na mestima gde se javljaju trake apsorpcije, ono je samo više ili manje oslabljeno.

Na sl. 48 nam padaju u oči »nosevi« izvučene krive pri talasnim dužinama 0,93, 1,13, 1,37 i 1,85 μ. Svi ovi nosevi postoje na mestima gde se u spektru nalaze trake apsorpcije, a posledica su apsorpcije vodene pare. Ali, vodena para ne apsorbuje samo zračenje navedenih talasnih dužina, već u velikoj meri još i zračenje većih talasnih dužina, i to do 60 μ i većih. Dalje je od vanrednog značaja za život na Zemlji (antirahitična dejstva i drugo) apsorpcija sunčevog zračenja talasnih dužina 0,30 μ u ozonu (O_3), koji se najviše rasprostire na visinama između 10 i 40 km, sa težištem oko 25 km. Količina ozona se u toku godine i sa geografskom širinom jako menja.

Od ovih promena zavise razni štetni uticaji na život. Ozon apsorbuje još i drugo zračenje (između 0,20 i 0,32 μ); naročito jako apsorbuje svetlosno zračenje talasne dužine 0,60 μ i infracrveno zračenje talasne dužine 9,65 μ. Apsorpcijom ozona u višim slojevima atmosfere objašnjava se visoka temperatura na tim mestima.

Smanjenje intenziteta sunčevog zračenja prilikom prolaza kroz atmosferu je utoliko veće ukoliko je veći pređen put (Berov zakon, III. 1). Na tom putu kroz atmosferu naročito jako oslabi ljubičasto svetlosno zračenje (zbog difuzne refleksije) i to mnogo više nego plavo, žuto ili čak crveno. Kada sunčevi zraci padaju upravno na vodoravnu zemljinu površinu, tada se na putu kroz atmosferu intenzitet crvenog zračenja smanji za 5%, a ljubičastog za 49%. Kada zraci padaju pod uglom od 80° (dužina puta kroz atmosferu je 7 puta veća), gubi se u atmosferi već 31% crvene svetlosti i 99% ljubičaste. Pri zalasku Sunca, a naročito u danima kada je u atmosferi mnogo vlage i prašine, oblaci su crvene boje. To dolazi otuda što na putu kroz atmosferu svi svetlosni zraci, sem crvenih, potpuno ili skoro potpuno oslabe.

Još dosta jače nego ljubičasto dolazi od Sunca u najniže vazdušne slojeve oslabljeno ultraljubičasto (nevidljivo), po hemijskim dejstvima poznato zračenje. Intenzitet ovog zračenja sa visinom vrlo brzo raste. Naročito je jak od visine 500 m pa na više. Važno je da tanak sloj magle sasvim neznatno utiče na intenzitet ultraljubičastog zračenja i da zbog pojave difuzne refleksije može doći čak do pojačanja.

Ultraljubičasti zraci se od belog snežnog pokrivača u najvećoj meri odbijaju. Zbog navedenih pojava izletnici, skijaši, u zimskim mesecima na brdima tako brzo pocrne, pa iako imaju možda maglu za celo vreme boravka u brdima.

Smanjivanje intenziteta sunčevog zračenja prilikom prolaza kroz atmosferu je posledica:

1. apsorpcije, pri čemu se energija zračenja pretvara u unutrašnju energiju, a do čega najvećim delom dolazi zbog prisustva vode u atmosferi i

2. difuzne refleksije na molekulama vazduha i na tečnim i čvrstim suspendovanim česticama u vazduhu, a zbog čega se unutrašnja energija vazduha ne menja.

Veliki deo sunčeve energije apsorbuje zemljino tlo, koje, prema Kirhofovom zakonu, i neprestano emituje toplotnu energiju. Slično kao intenzitet sunčevog zračenja, tako i intenzitet dugotalasnog zračenja, koje neprestano emituje zemljino tlo, na putu kroz atmosferu slabi najvećim delom zbog apsorpcije, tj. zbog delimičnog pretvaranja energije zračenja u unutrašnju energiju vazduha.

Kao posledica opisanih pojava zračenja u atmosferi prolaze kroz bilo koju horizontalnu površinu sledeće struje zračenja:

1. nadole usmereno *ulazno* zračenje, koje sačinjava kratkotalasno sunčevo zračenje (*insolacija*), difuzno zračenje neba i dugotalasno sopstveno zračenje (*atmosfersko kontra zračenje*) viših vazdušnih slojeva.

2. nagore usmereno *izlazno zračenje*, koje sačinjava dugotalasno zračenje zemljine podloge (*radijacija*), dugotalasno sopstveno zračenje nižih vazdušnih slojeva, a delom i difuzno zračenje neba.

Iz svega izloženog vidimo da se u atmosferi prostiru u svim mogućim pravcima bezbrojni elektromagnetski talasi najrazličitijih talasnih dužina i raznog porekla, čiji je glavni izvor Sunce.

3. OPTIKA ATMOSFERE

Atmosfera je sedište najraznovrsnijih optičkih pojava (*fotometeora*) koje su tako često predmet divljenja svakoga od nas i koje ukazuje na raznovrsne karakteristike atmosfere i time pobuđuju našu pažnju. Posle i za vreme kiše javlja se ponekad duga (koju je Dekart već 1637. god. objasnio), u dugim polarnim noćima često je nebo osvetljeno polarnom svetlošću u raznim bojama, na horizontu iznad pustinja i morskih površina javljaju se pod određenim uslovima slike udaljenih predmeta i pokrajina, oko Sunca i Meseca vidimo u određenim danima svetle obruče, iako je vazduh providan, nebo je plavo, a kroz to plavetnilo vidimo bele zvezde i belo-žuto Sunce, oblaci nam se pokazuju u najraznovrsnijim bojama, naročito kada je Sunce blizu horizonta itd. Kako objasniti sve to?

Optičke pojave u atmosferi posledica su refleksije (odbijanja), refrakcije (prelamanja i savijanja), disperzije (razlaganja), interferencije (podudaranja), apsorpcije (upijanja), ekstinkcije (slabljenja), difuzije (rasipanja) i polarizacije svetlosti.

Plavetnilo neba je izazvano rasipanjem, tj. difuznom refleksijom sunčeve svetlosti u atmosferi. Reli (Rayleigh) je pokazao da je slabljenje (ekstinkcija) zbog difuzne refleksije na molekulima vazduha obrnuto srazmerna četvrtom stepenu talasne dužine svetlosti. Zbog toga je *koeficijent transmisije* atmosfere p koji predstavlja recipročnu vrednost količnika između svetlosti koja iz pravca zenita ulazi

u atmosferu (J_1) i intenziteta svetlosti (J_2) koja »prodre« do zemljinog tla za male talasne dužine veći nego za velike. Za svetlosne zrake on iznosi 0,8, što znači da svetlosni zraci koji dolaze iz zenita na putu kroz atmosferu oslabe za 20%. Jače je slabljenje zrakova iz plavog, a slabije onih iz crvenog dela spektra. Na drugoj strani, slabljenje je tim jače što je duži put kojim zraci prolaze kroz atmosferu.

Kad sve ovo uzmemo u obzir, nije teško objasniti plavetnilo neba. Od Sunca dolaze zraci svih mogućih talasnih dužina. Zbog difuzne refleksije (rasipanja) zraci prilikom prolaska kroz atmosferu nailazeći na atome, molekule i razne *deliće zamućenosti* (suspendovane deliće čvrste materije, jezgra kondenzacije, kapljice vode i kristaliće leda) često menjaju svoj pravac prostiranja, ne gubeći pri tome od energije koju nose sobom. Od svetlosnih zrakova najjače je rasipanje onih sa malom talasnom dužinom, tj. ljubičastih i plavih. Na taj način sunčevi zraci ne dolaze samo direktno u naše oko, već i indirektno sa svih strana posle bezbroj refleksija. Pošto se baš zraci iz širokog dela spektra od ljubičastog preko plavog do svetlo plavog najjače rasipaju, to nam se nebo pokazuje u plavoj boji. U vezi s tim treba napomenuti da je vazduh providno telo i da nije sam po sebi plave boje. Kad bi bilo tako, mi bismo videli i nebeska tela u plavoj boji.

Delići zamućenosti su velikih dimenzija u poređenju sa talasnom dužinom svetlosnih zrakova. Zbog toga se od njih odbijaju uglavnom svi zraci podjednako, tako da je nebo tim lepše plave boje što je vazduh »čistiji«. Na drugoj strani nebo je beličasto kada je vazduh zamućeniji. U saglasnosti sa teorijom, glavni izvor plavetnila neba, a koje se zapaža do visine od oko 60 km, je na visinama 18—35 km.

Boje Sunca i Meseca, večernje crvenilo. Kada su Sunce i Mesec blizu horizonta, zraci sa ovih nebeskih tela dolaze već prilično oslabljeni u naše oko. Tada se skoro potpuno »izgube« u atmosferi zraci sa malim talasnim dužinama i Sunce i Mesec su narandžaste, crvene, a ponekada neobično lepe purpurno crvene boje. Glavni deo svetlosti se tada difuzno reflektuje u atmosferi. Drugačije je u toku dana kada je Sunce visoko na nebu, kada od Sunca dolaze direktno na zemljino tlo i plavi i ljubičasti zraci. Tada je Sunce, slično kao i Mesec kada stoji malo dalje od horizonta, belo-žute boje. Pri zalasku Sunca nebo je iz istih razloga pri horizontu crveno. Udaljavanjem od horizonta ta boja se preko žute preliva u plavo-ljubičastu boju. Uveče Sunce obasjava crvenom bojom prvo samo niske oblake, dok su visoki oblaci još žute, narandžaste boje. Ubrzo boja oblaka se menja, oni postaju sve crveniji i tamniji.

Sumrak počinje odmah posle zalaska Sunca. Ako je vedro, napolju možemo čitati dok se Sunce spusti na oko 6° ispod horizonta. Do tada traje tzv. *građanski sumrak*. Dužina trajanja sumraka (jutarnjeg i večernjeg) pri vedrom vremenu funkcija je geografske širine i doba godine. Tako građanski sumrak traje kod nas oko 30 do 40 minuta. Najkraći je za vreme proletnje i jesenje ravnodnevnice, a najduži za vreme letnje dugodnevnice. Na ekvatoru je građanski sumrak najkraći i traje 22-24 minuta. Za razliku od toga, sumrak traje u polarnim oblastima, gde se Sunce koso spušta, vrlo dugo — nekoliko dana i nedelja.

Od zalaska Sunca pa do dubine Sunca 18° traje *astronomski sumrak*. Završava se tada kada se i zapadno nebo prekrije zvezdama. Kod nas traje $1\frac{1}{2}$ do $2\frac{1}{2}$ časa. Leti na većim širinama (iznad 60°), gde se Sunce u toku noći samo kratko vreme zadržava ispod horizonta, sumrak traje celu noć (*bele noći*).

Difuzna dnevna svetlost. Zbog difuzne refleksije nebo je danju, kao i dugo pre izlaska i posle zalaska Sunca, svetlo. To je difuzna dnevna svetlost zbog koje

vidimo i predmete koji leže u senci i nisu direktno obasjavani sunčevim zracima. Osvetljenje predmeta na Zemlji je ravnomerno i razlike između svetlosti koja dolazi sa predmeta obasjanih sunčevim zracima i onih u senci zbog difuzne dnevne svetlosti su jako ublažene. Dnevna osvetljenost u prirodi zbog difuzne dnevne svetlosti (na slobodnom prostoru) je oko 10 000 luksa — tolika kao osvetljenost površine koja bi bila obasjavana sa 10 000 sveća na odstojanju od jednog metra!

Atmosferska refrakcija. Brzina svetlosti koja se prostire kroz atmosferu zavisi od gustine vazduha. Što je vazduh gušći, to je brzina manja. Zbog toga se svaki svetlosni zrak prelama kada koso upada izređeg u gušći ili iz gušćeg uređi sloj vazduha (atmosferska refrakcija). Koliko je prelamanje, zavisi od indeksa prelamanja.

Indeks prelamanja n_a, koji se odnosi na zrak koji iz vakuuma uđe u sloj vazduha, zove se *apsolutni indeks prelamanja* ili *broj prelamanja* za vazduh. Za vazduh gustine ρ on se određuje pomoću sledeće jednačine

$$\frac{n_a - 1}{\rho} = A$$

Ovde je A neka konstantna vrednost koju možemo odrediti izmerenim vrednostima za n_a pri raznim gustinama. Tako je pri $\rho = 1{,}29$ kg m^{-3} (0°C, 760 mm Hg) $n_a = 1{,}000294$. Unošenjem ovih vrednosti u gornju jednačinu dobijamo $A = 2{,}28 \cdot 10^{-4}$ m^{3}kg^{-1}.

Apsolutni indeks prelamanja vazduha n_a jednak je, kao što je iz fizike poznato, količniku između brzine svetlosti u vakuumu c_v i brzine svetlosti u vazduhu c ($n_a = c_v/c$). Kad uzmemo ovo u obzir, dobijamo iz gornje jednačine za brzinu svetlosti u vazduhu vrednost

$$c = c_v/(1 + A\,\rho)$$

koja je tim manja što je vazduh gušći. Na prelamanje zraka, odnosno na brzinu svetlosti u atmosferi ima izvesnog uticaja i vodena para.

Prilikom proučavanja refrakcije u atmosferi zamišljamo obično da je atmosfera podeljena na tanke horizontalne slojeve sa različitim gustinama, pri čemu su razlike u gustinama ma koja dva susedna sloja srazmerno male. Ako u smislu sl. 49 pod upadnim uglom α prolazi koso naviše neki svetlosni zrak koji se tamo prostire brzinom c preko granične površine u susedni viši sloj, onda je prema Sneliusovom zakonu (Snellius) prelamanja

$$\frac{\sin\alpha'}{\sin\alpha} = \frac{c'}{c} = n$$

(α', c' prelomni ugao i brzina svetlosti u gornjem sloju). Pošto možemo pisati:

$$\sin\alpha' = \sin(\alpha + d\alpha) = \sin\alpha\cos d\alpha + \cos\alpha\sin d\alpha \quad \text{i} \quad c' = c + dc$$

i, zbog malih razlika u gustinama, $\cos d\alpha \to 1$ i $\sin d\alpha \to d\alpha$, to vidimo da u našem slučaju iz Sneliusovog zakona proizlazi jednačina

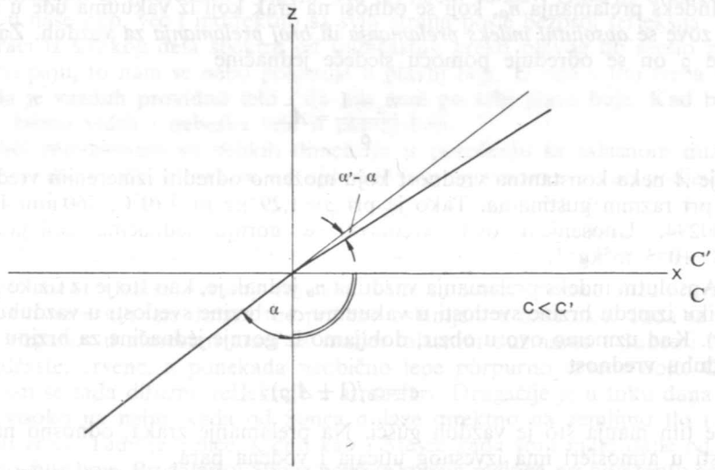
$$d\alpha = \frac{dc}{c}\operatorname{tg}\alpha.$$

Pod inače jednakim uslovima skretanje $d\alpha$ zraka je tim jače što je veća razlika između gustine (brzine svetlosti) u jednom i drugom sloju i što je manji nagib zraka

prema horizontalnoj ravni (što je veće tg α). Ako gledamo u pravcu i smislu prostiranja svetlosti, onda se savijanje zraka vrši udesno ($d\alpha>0$) kada zrak ulazi iz gušće u ređu sredinu ($dc>0$). Savijanje se vrši ulevo kada zrak ulazi u gušće vazdušne slojeve ($dc<0$).

Iz sl. 49 vidimo da je $\alpha=\frac{\pi}{2}-\beta$, gde je β ugao nagiba zraka prema horizontalnoj ravni (pravac x na sl. 49). Zbog toga je $\operatorname{tg}\alpha=\operatorname{ctg}\beta$ i $d\alpha=-d\beta$. Kad uzmemo ovo u obzir, gornju jednačinu možemo pisati u obliku

$$d\beta=-\frac{dc}{c}\operatorname{ctg}\beta.$$



Sl. 49. Prelamanje zraka prilikom prolaska iz jedne sredine u drugu (Sneliusov zakon).

Izračunavanje krivine svetlosnog zraka zbog refrakcije. Neka u smislu sl. 50 kroz atmosferu koso naviše prolazi svetlosni zrak. Pri tome se prilikom promene visine z za dz promeni ugao nagiba prema horizontalnoj ravni, u saglasnosti sa dobijenom jednačinom, za

$$d\beta=-\frac{dc}{c}\frac{dx}{dz}.$$

Pri tome smo uzeli u obzir da se na ovom putu brzina svetlosti c promeni za dc i da je $\operatorname{ctg}\beta=\frac{dx}{dz}$ (dx = horizontalna projekcija elementa puta ds). Prema gornjoj jednačini za brzinu prostiranja svetlosti u atmosferi je $dc/c=-Ad\rho/(1+A\rho)$, gde je $d\rho=-\rho(\gamma_h-\gamma)\,dz/T$ (II. 6). Unošenjem dobijenih vrednosti u jednačinu za $d\beta$ dobijamo sa dovoljnom tačnošću

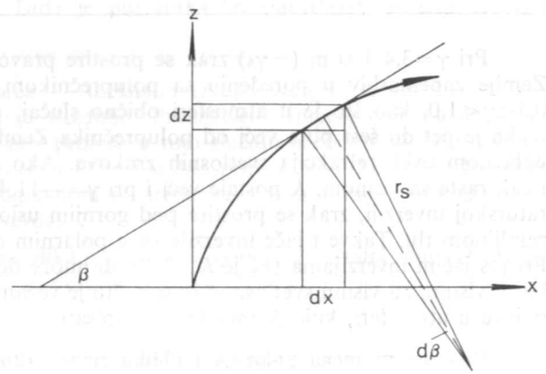
$$\frac{d\beta}{ds}=Ap(\gamma-\gamma_h)\cos\beta/RT^2.$$

Ovde smo vrlo malu vrednost $A\rho$ u poređenju sa jedinicom zanemarili i uzeli u obzir važnost jednačine gasnog stanja. Umesto dx smo pisali $ds/\cos\beta$ (sl. 50).

Iz sl. 50 proizlazi da je

$$ds=r_s d\beta$$

gde je r_s poluprečnik krivine, tj. poluprečnik kruga na kome leži zrak u posmatranoj oblasti (r_s smatramo pozitivnim, odn. negativnim ako se savijanje vrši u pozitivnom, odn. negativnom smislu). Leva strana dobijene jednačine za promenu ugla je, prema tome, jednaka količniku $1/r_s$ koji je po apsolutnom iznosu tim veći što je veća zakrivljenost zraka (što je manje r_s) i predstavlja krivinu zraka, tj. vrednost koju smo tražili.



Sl. 50. Elementi za izračunavanje krivine svetlosnog zraka

Krivina svetlosnog zraka je srazmerno mala i može se uporediti sa zakrivljenošću horizontalne zemljine površine. Vidimo da je ona po apsolutnom iznosu tim veća što je veće $|\gamma-\gamma_h|$ i što je manji nagib zraka prema horizontalnoj ravni (što je manje β). U homogenoj atmosferi ($\gamma=\gamma_h$) krivina je jednaka nuli, što znači da se u takvoj atmosferi prostiru svetlosni zraci pravolinijski. Slično je prostiranje zrakova koji dolaze iz pravca zenita ($\beta=\pi/2$) pravolinijsko. Kada je $\gamma<\gamma_h$, kao što je to slučaj obično u atmosferi, zrak se savija nadole. Kada je pak $\gamma>\gamma_h$, zrak se savija nagore. U prvom slučaju, da se podsetimo još jedanput, gustina se smanjuje sa visinom, dok se u drugom sa visinom povećava.

Koeficijent (konstanta) refrakcije. Kazali smo da je krivina svetlosnih zrakova srazmerno mala i da je reda veličine zakrivljenosti horizontalne zemljine površine. Radi upoređenja nas interesuje količnik između apsolutne vrednosti $|r_z|=-r_z$ poluprečnika krivine zraka koji bi se prostirao paralelno sa horizontalnom zemljinom površinom i poluprečnika r_s zraka koji se prostire približno horizontalno, dakle količnik

$$K=-r_z/r_s \qquad (\text{za } \beta\doteq 0).$$

Ova vrednost se zove koeficijent ili konstanta refrakcije. Ako uzmemo u obzir da je $1/r_s=d\beta/ds$ i da je u našem slučaju, sa dovoljnom tačnošću, $|r_z|=6370000$ m, onda iz gornje jednačine dobijamo za konstantu refrakcije

$$K=671\frac{b}{T^2}(\gamma_h-\gamma)$$

gde je $671=(Ar_z/R)\cdot(400/3)$. Faktor $400/3$ se javlja zbog toga što smo pritisak $p=b$ ovde izrazili u mm Hg (γ i γ_h izraženi su u °/m).

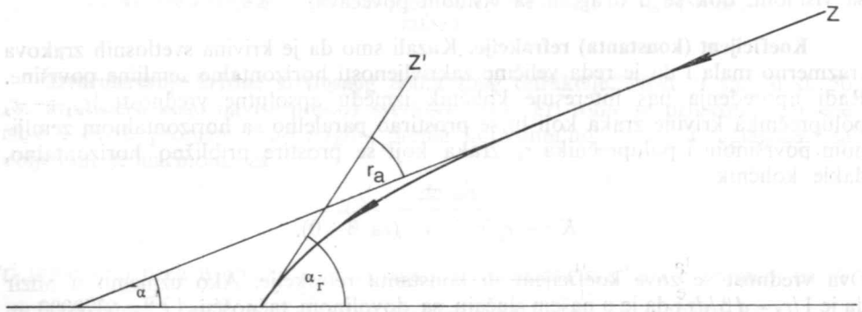
Iz dobijene jednačine možemo izračunati vrednosti koje nam daje sledeća tablica:

Tablica 12. *Koeficijent refrakcije kao funkcija vertikalnog gradijenta temperature*

γ =	3,4	1,0	0,5	0,0	—6,9	—11,4	°/100 m
K =	0	0,16	0,20	0,23	0,70	1,00	

Pri γ=3,4/100 m (=γ_h) zrak se prostire pravolinijski — tada je poluprečnik Zemlje zanemarljiv u poređenju sa poluprečnikom krivine svetlosnog zraka. Pri $0{,}5<\gamma<1{,}0$, kao što je u atmosferi obično slučaj, poluprečnik krivine svetlosnog zraka je pet do šest puta veći od poluprečnika Zemlje. U atmosferi postoji, dakle, uglavnom uvek refrakcija svetlosnih zrakova. Ako temperatura još sporije opada i čak raste sa visinom, K postaje veći i pri γ=—11,4°/100 m, pri vrlo jakoj temperaturskoj inverziji, zrak se prostire pod gornjim uslovima paralelno horizontalnom zemljinom tlu. Takve i jače inverzije su u polarnim oblastima i kod nas zimi česte. Pri još jačim inverzijama već je $K>1$ i tada može doći do vraćanja zraka na prvobitnu visinu, na visinu svetlosnog izvora, što je vezano za razne interesantne optičke pojave u atmosferi, koje želimo kratko opisati.

Prividna promena položaja i oblika Sunca zbog refrakcije. U astronomiji je već odavno poznato da su za posmatrača na Zemlji visine zvezda veće od stvarnih. Ta odstupanja konstatovana su merenjima polazeći od činjenice da bi zvezde rotirale u odsustvu atmosfere za osmatrača na Zemlji po nebeskom svodu konstantnom brzinom oko zvezde Severnjače. Zbog refrakcije je prividno kretanje zvezda utoliko sporije što je zvezda bliže horizontu. Time dobijamo dva položaja zvezde: jedan (α) koji je poznat, a drugi (α_r) koji se određuje merenjem (sl. 51). Ugao r_a za koji se promeni pravac prostiranja zraka na putu kroz atmosferu zove se *astronomska refrakcija.*



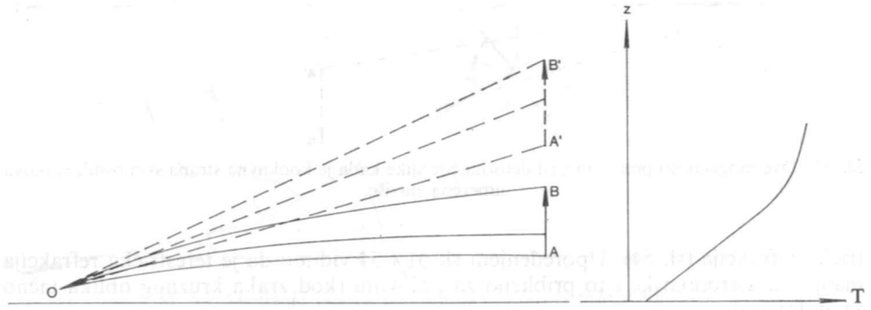
Sl. 51. Određivanje astronomske refrakcije r_a. Z' prividan položaj zvezde Z na nebu.

Merenjem atmosferske refrakcije utvrđeno je da u trenutku kada vidimo da donja ivica Sunca dodiruje horizont, u stvarnosti Sunce leži već ispod horizonta i to tako da je tada gornja ivica sunčeve ploče na samom horizontu. Na taj način je dan produžen (i to kod nas), za nekoliko minuta, a u polarnim oblastima čak za desetak dana i više.

Pre zalaska Sunca često vidimo da je sunčev disk deformisan — spljošten i dešava se čak, pri postojanju jakih temperaturskih inverzija, da se »cepa« . Iz same te pojave zaključujemo da se pri zalasku kao i izlasku Sunca prilično razlikuje refrakcija onih zrakova u atmosferi koji imaju svoj izvor u gornjem delu sunčeve ploče od onih koji dolaze sa njenog donjeg dela. Ta pojava sledi iz činjenice da je astronomska refrakcija tim veća što je manja visina svetlosnog izvora i da se ona naročito brzo smanjuje sa visinom svetlosnog izvora kad se ovaj nalazi pri samom horizontu ($d\beta=-\frac{dc}{c}\operatorname{ctg}\beta$). Tada je put zraka kroz atmosferu najduži i brzo se smanjuje sa povećavanjem visine svetlosnog izvora.

Treperenje zvezda stalnica — tačkastih izvora svetlosti posledica je turbulencije, tj. neprestanog mešanja vazduha. Prvenstveno trepere one zvezde koje se nalaze ispod visine od 30°. Zraci prolaze u tom slučaju naročito dugačak put kroz turbulentnu atmosferu menjajući pri tome stalno pravac prostiranja i kad gledamo zvezdu ona treperi. Planete uglavnom ne trepere (za posmatrača izvor nije tačka) i po tome se razlikuju od zvezda.

Deformacija i premeštanje slika predmeta na zemljinoj površini zbog refrakcije je redovna pojava u danima kada se gustina vazduha srazmerno brzo menja sa visinom, kada sa visinom opada, kao što je obično slučaj, ili raste. Kako se u jednom i drugom primeru prelamaju zraci vidimo iz slika 51, 52 i 53 iz kojih proizlazi da predmet vidimo u prvom primeru na većoj, a u drugom na manjoj visini nego što se on u stvari nalazi.



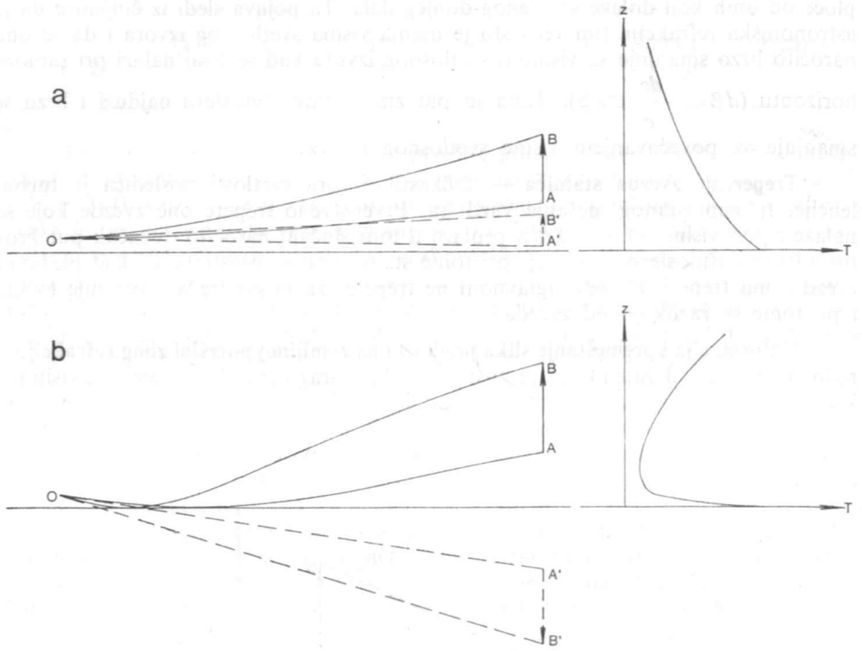
Sl. 52. Premeštanje i deformacija slike kada je konkavna strana svetlosnih zrakova okrenuta naniže.

Dešava se da vidimo u stabilnoj atmosferi, pogotovo ako se temperatura sa visinom povećava, udaljene predmete i pokrajine (lađe, ostrva itd) iznad morske površine (ponekada i okrenuto). Kada je konstanta refrakcije jednaka jedinici ili je pak veća od ove vrednosti, na moru vidimo udaljene predmete koji se inače zbog zakrivljenosti morske površine ne vide. Tako se ponekada sa Kukshafena vidi ostrvo Helgoland.

Kada se nalazimo u užarenoj pustinji u toku mirnog dana, a u prizemnom sloju vazduha gustina se sa visinom povećava, nama se pričinjava da se na horizontu srazmerno blizu prostire more iz koga vire pojedina ostrva. U stvari, lažno more je samo više ili manje deformisana slika plavetnila neba. Sličnu pojavu imamo priliku da posmatramo gledajući u pravcu vrućeg asfaltnog puta.

Pojave ove vrste poznate su pod nazivom *fata morgana.*

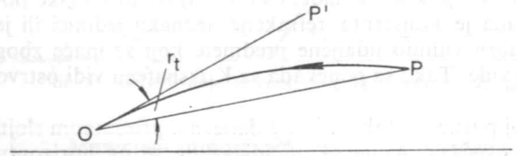
Terestrička refrakcija. Zbog refrakcije zraka u atmosferi udaljene predmete vidimo više ili manje pomerene naviše ili naniže, a možda u manjoj meri i bočno. Ugao r_t za koliko vidimo predmet P pomeren u vertikalnom pravcu zove se teres-



Sl. 53. Dve mogućnosti premeštanja i deformacije slike kada je konkavna strana svetlosnih zrakova umerena naviše.

trička refrakcija (sl. 54). Upoređenjem sl. 51 i 54 vidimo da je terestrička refrakcija manja od astronomske i to približno za polovinu (kod zraka kružnog oblika tačno za polovinu).

Zraci koji imaju svoj izvor u pojedinim tačkama predmeta posmatranja prolaze ponekad kroz vrlo nehomogenu atmosferu, što znači da obično nisu paralelni. Zbog toga vidimo ponekad predmete više ili manje deformisane.



Sl. 54. Terestrička refrakcija r_t.

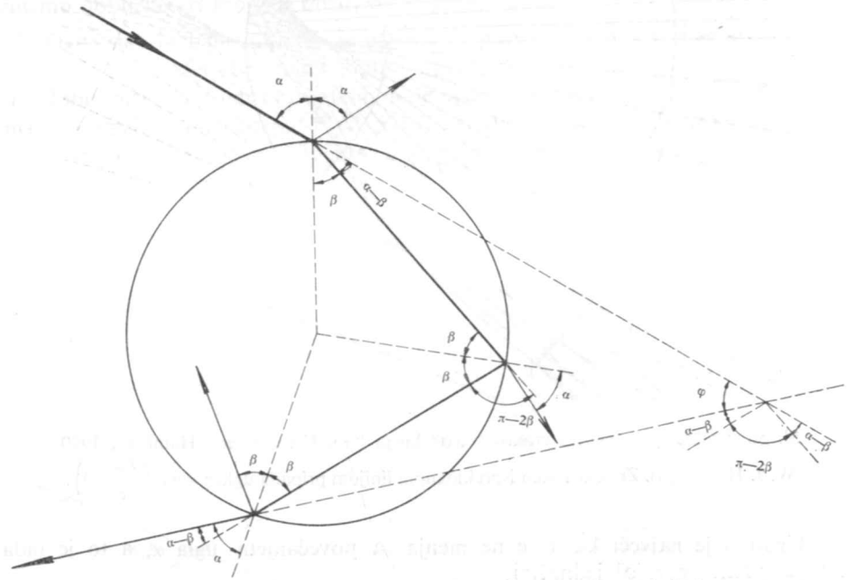
Uticaj refrakcije na boju predmeta. Refrakcija zraka u atmosferi odražava se i na boju predmeta, što je razumljivo kad uzmemo u obzir da je brzina svetlosti, a time i indeks prelamanja, funkcija talasne dužine λ. Svetlosni zraci prostiru se tim brže i prelamaju se tim manje što je veća talasna dužina. Ovo vidimo iz sledeće tablice.

Tablica 13. *Apsolutni indeks prelamanja vazduha pri* $t=0°C$ *i* $b=760$ mm Hg

λ = 0,374 (ljubičasto)	0,589 (žuto)	0,760 (crveno)
n_a = 1,0002990	1,0002922	1,0002902

Duga je optička pojava koja je uglavnom posledica refrakcije (prelamanja) sunčevih zrakova na površini kišnih kapi i refleksije na površini tih kapi, i to sa unutrašnje strane. Prvi je objasnio dugu Dekart (1637) i dao teoriju koja objašnjava glavne bitne karakteristike duge.

Zamislimo sunčev zrak koji pod upadnim uglom α delom ulazi u kišnu kap (sl. 55), a delom se odbija. Posmatrajmo zrak koji posle jednog odbijanja od sferne



Sl. 55. Menjanje pravca prostiranja zraka pri primarnoj dugi.

površine kapi oslabljen ponovo ulazi u okolnu atmosferu. Zrak izlazi oslabljen zbog toga što prilikom svakog menjanja pravca, prema zakonima prelamanja i odbijanja deo energije zraka ostaje u kapi, a deo izlazi u okolnu atmosferu. U našem primeru zrak tri puta (u istoj ravni) menja svoj pravac prostiranja i ukupno se pravac promeni, kao što vidimo iz slike, za

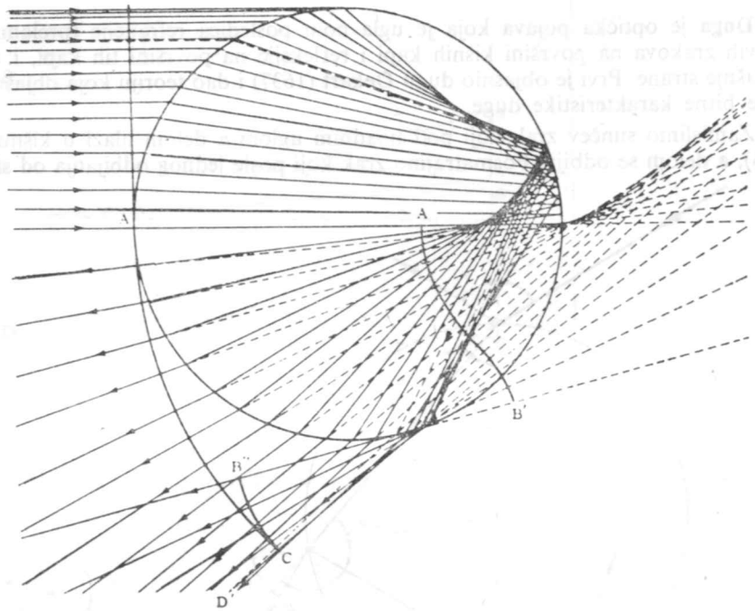
$$\pi-\varphi=(\alpha-\beta)+(\pi-2\beta)+(\alpha-\beta)$$

gde je β ugao prelamanja, a φ ugao između pravca zraka pri ulasku u kaplju i posle izlaska iz nje. Iz dobijene jednačine dobijamo da je

$$\varphi=4\beta-2\alpha.$$

Od Sunca dolaze na kaplju paralelni zraci i svakome od njih pripada neki upadni ugao α ($0<\alpha<\pi/2$). Pitanje je sada kako ugao φ zavisi od upadnog ugla α. Račun

i konstrukcija pokazuju (sl. 56) da zraci koji izlaze iz kaplje, sem za $\varphi=42^\circ$ kada izlaze paralelno, divergiraju. Od svih vrednosti je $\varphi=42^\circ$ najveća moguća. Samo zraci dakle, za koje je $\varphi=42^\circ$ izlaze iz kaplje međusobno paralelno i u tom pravcu, u kome je zbog toga intenzitet svetlosti zrakova koji se vraćaju u atmsoferu najjači, vidimo dugu. Kako je Dekart došao do te vrednosti?



Sl. 56. Prolaženje sunčevih zrakova kroz kišnu kap. Crtež prema Hamfriju, 1940 (W. J. Hampreys). Zrak označen isprekidanom linijom pripada uglu $\varphi=42^\circ\left(\frac{d\alpha}{d\varphi}=0\right)$.

Ugao φ je najveći kada se ne menja sa povećanjem ugla α, a to je tada kada je, prema gornjoj jednačini,

$$d\varphi=4d\beta-2d\alpha=0.$$

Prema zakonu prelamanja, u našem slučaju je

$$\frac{\sin\alpha}{\sin\beta}=n$$

gde je β prelomni ugao i $n=4/3$ indeks prelamanja za vodu. Logaritmovanjem i diferenciranjem ove jednačine dobijamo

$$\frac{\cos\alpha\, d\alpha}{\sin\alpha}-\frac{\cos\beta\, d\beta}{\sin\beta}=0$$

i odavde, kad uzmemo u obzir gornju jednačinu,

$$2\frac{\cos\alpha}{\sin\alpha}=\frac{\cos\beta}{\sin\beta},\ \text{odn.}\ 2\cos\alpha=n\cos\beta.$$

Pošto je $\cos^2\alpha=1-\sin^2\alpha$ i $\cos^2\beta=1-\sin^2\beta$, to iz poslednje jednačine proizlazi

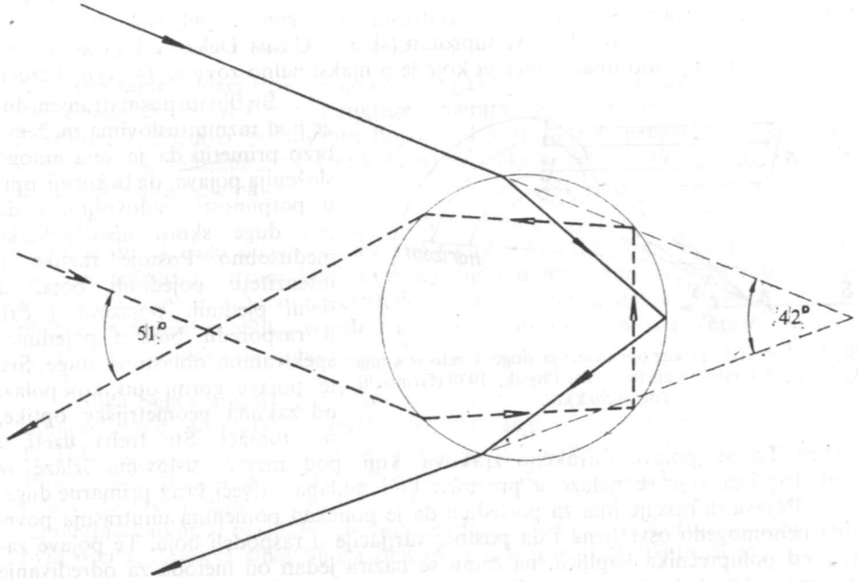
$$4\,(1-\sin^2\alpha)=n^2\,(1-\sin^2\beta),$$

Ako umesto $\sin^2\beta$ pišemo $\frac{1}{n^2}\sin^2\alpha$, lako dobijamo odavde

$$\sin\alpha=\sqrt{\frac{4-n^2}{3}}=\sqrt{\frac{20}{27}}\quad\text{i}$$

$\alpha=59^\circ\,23'$. Znajući koliko je α, dobijamo iz gornje jednačine zakona prelamanja da je odgovarajući ugao prelamanja $\beta=40^\circ\,12'$. Iz jednačine za φ sledi konačno, kad uzmemo dobijene vrednosti u obzir, da je $\varphi=42^\circ\,2'$.

Ovde smo izračunali koliko je najveće moguće φ za zrake koji se samo jedanput prelamaju od sferne površine lopte — kapljice. Ako bi se zrak dva puta prelamao, dobili bismo sličnim postupkom da je ugao φ koji grade sunčevi zraci sa zracima maksimalnog intenziteta 51° (sl. 57). To su dve mogućnosti, čime se objašnjava zašto u prirodi često i obično vidimo dve duge. Prva se zove *glavna* ili *primarna*, druga *sporedna* ili *sekundarna*.



Sl. 57. Zraci maksimalnog intenziteta (Dekartovi zraci) pri primarnoj ——) i sekundarnoj (---) dugi.

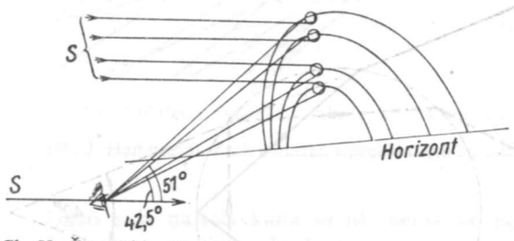
Da bismo objasnili boje duge i njihov redosled, moramo uzeti u obzir da ugao φ zavisi od indeksa prelamanja vode za zrake raznih talasnih dužina. Ovde navodimo nekoliko podataka o tome.

Tablica 14. *Indeks prelamanja n i ugao φ za zrake maksimalnog intenziteta kod duge u funkciji talasne dužine*

λ	boja	n	φ	
			primarna	sekundardna
0,4047 μ	ljubičasta	1,3435	40°36′	53°36′
0,5461	zelena	1,3352	41°46′	51°38′
0,5770	žuta	1,3341	41°58′	51°18′
0,6563	crvena	1,3318	42°18′	50°40′

Dugu vidimo na suprotnoj strani od Sunca u kišnim danima kada su kišne kapi na mestu gde vidimo dugu obasjane Suncem. Prema izloženom vidimo da oko posmatrača i centar jedne i druge duge leže na pravoj liniji koja je paralelna direktnim sunčevim zracima i da najveći deo sunčanih zrakova, gledajući prema jednoj i drugoj dugi, ulazi u naše oko pod uglovima $\varphi=42$ i 51°. Tamo vidimo primarnu i sekundarnu dugu. Zraci koji se od sfernih površina kapljica samo jedan put prelamaju ulaze u oko posmatrača pod uglom φ koji se kreće u granicama 0 i 42° (sl. 56). Zbog toga je površina koju zatvara primarna duga jače osvetljena nego ostala površina, sem na onom delu gde se vidi sekundarna duga. Iz sličnih razloga je i površina na spoljašnjoj strani sekundarne duge nešto svetlija.

Najjači je intenzitet zrakova za koje je φ maksimalno. Pošto je, kao što vidimo iz tablice, kod primarne duge φ za ljubičaste zrake manje nego za crvene, to kod primarne duge ljubičastu boju vidimo sa unutrašnje, a crvenu sa spoljašnje strane. Kod sekundarne duge raspored boja je suprotan (sl. 58). U čast Dekarta, koji je prvi na opisani način objasnio dugu, zraci za koje je φ maksimalno zovu se *Dekartovi zraci.*



Sl. 58. Šematski prikaz obrazovanja duge. Uzeto iz knjige Grimzel, Tomašek: Lehrbuch der Physik, 1938 (Grimsehl, Tomaschek).

Brižljivim posmatranjem duge pod raznim uslovima mi žemo brzo primetiti da je ona mnogo složenija pojava, da bi gornji opis u potpunosti zadovoljio, i da dve duge skoro nisu jednake međusobno. Postoje razlike u intenzitetu pojedinih boja, u širini pjedinih pojaseva i čak u rasporedu boja u pojedinim spektralnim oblastima duge. Sve te pojave gornji opis, koji polazi od zakona geometrijske optike, ne tumači. Šta treba uzeti u obzir? To su pojave difrakcije zrakova koji pod raznim uslovima izlaze iz onih kapljica koje se nalaze u prostoru koji zaklapa najveći krug primarne duge.

Pojava difrakcije ima za posledicu da je ponekad pomenuta unutrašnja površina nehomogeno osvetljena i da postoje varijacije u raspodeli boja. Te pojave zavise od poluprečnika kapljica, na čemu se bazira jedan od metoda za određivanje dimenzija kišnih kapljica u oblaku. Duga je vrlo lepo izražena, jasna i puna boja, normalno raspređenih kada su kišne kapi velike. Kod sitnih kapljica ($2r=0{,}2$—$0{,}3$ mm) ima manje boja i duga je slabije izražena. Kod vrlo malih kapljica kiše (oko 0,1mm) vidi se samo još ljubičasta boja. Proučavanju duge posvetiti su mnogo pažnje razni istraživači, kao što su, pored Dekarta, Pernter, koji je napisao čuvenu Meteorološku optiku (drugo izdanje zajedno sa F. Exnerom 1901. god). Eri (Airy) i Jung (Young).

Venac (korona) je svetla kružna površina sa malim poluprečnikom koju vidimo na providnom oblaku oko Meseca i Sunca. Zbog jake sunčane svetlosti, venac je obično mnogo lepše izražen oko Meseca. Noću nam se on pokazuje kao svetla plavičasta površina oko Meseca oivičena crveno-žutim prstenom, koji je često proširen tankim prstenom raznih boja, od plave do crvene. Karakteristično je da samo unutrašnji raspored približno odgovara spektralnoj raspodeli, dok spoljni od ovakve raspodele potpuno odstupa. Već iz ovog možemo zaključiti da objašnjenje treba tražiti u difrakciji i interferenciji svetlosti. Poluprečnik korone se kreće obično u granicama između 1 i 5°, a izuzetno i do 10°.

Svaka kapljica, sastavni deo oblaka (ili kristalić), izaziva zbog difrakcije na zaklonu koji bi stajao na suprotnoj strani svetlosnog izvora sa paralelnim zracima slične svetlosne efekte kao sitna rupica u nekoj neprovidnoj tankoj ploči (npr. u papiru) kad bi se rupica nalazila na mestu kapljice. Kakvi su to svetlosni efekti, možemo sami videti ako kroz sitnu rupicu u papiru, koju smo napravili bušenjem iglom, posmatramo noću neki udaljeni svetlosni izvor. Oko rupice vidimo obruče u duginoj boji, čije dimenzije zavise od prečnika rupice — Babinetov princip (Babiné). Teorija pokazuje da bezbroj kapljica ili kristalića, zbog opisanog efekta difrakcije, dovodi do pojave korone.

Jedna od najlepših meteoroloških optičkih pojava je **glorija** — krug u bojama oko senke glave posmatrača na oblaku (magli) koji je u njegovoj blizini. Glorija se pojavljuje i oko senke aviona na oblačnom sloju iznad kojeg avion leti. Sunčevi zraci u kapljicama oblaka reflektuju se i razloženi u dugine boje i dolaze u oko posmatrača. Glorija je posledica refleksije, refrakcije i difrakcije svetlosnih sunčanih zrakova.

Irizirajući oblaci (iris na grčkom duga) posledica su difrakcije svetlosti. Najviši oblaci ciruci kristalne strukture iriziraju (prelivaju se u duginim bojama) ponekada u blistavo briljantnim bojama. I niži oblaci, prvenstveno oni koji su oblika sočiva (altokumulus lentikularis), ponekada se na rubu presijavaju u najlepšim duginim bojama.

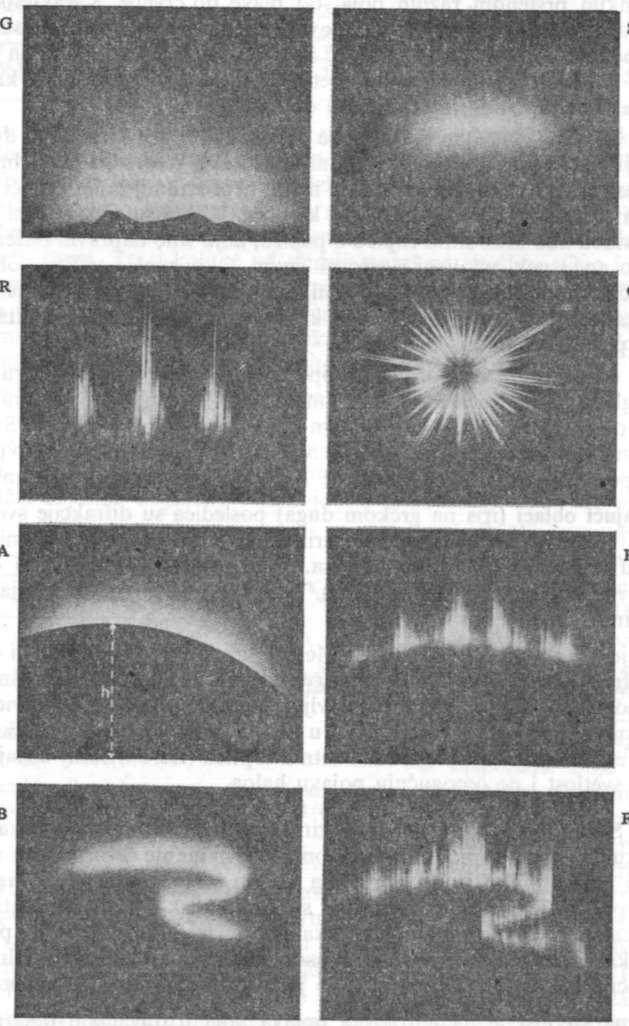
Halo je svetao obruč oko Sunca i Meseca sa poluprečnikom 22° ili 46 ° i objašnjava se difrakcijom slično kao duga. Crvena boja uvek je na unutrašnjoj, a ljubičasta na spoljašnjoj strani. Halo se pojavljuje u danima kad na nebu vidimo visoke oblake u kojima ima dovoljno kristalića u obliku heksagonalnih dugačkih prizmi ili pločica. Kristalići u obliku zvezdica ili sitnih loptica (sferokristali) bacaju samo difuznu belu svetlost i ne omogućuju pojavu haloa.

Slika Sunca u oblaku. U hladnim zimskim danima imamo ponekada u planinama priliku da posmatramo ispod horizonta više ili manje deformisanu sliku Sunca. Ta slika se nalazi toliko ispod horizonta koliko se visoko iznad horizonta nalazi Sunce. Ta pojava je posledica refleksije sunčanih zrakova od pljosnatih kristalića leda — sastavnih delova providnog oblaka ispod nas. Ti kristalići leže približno horizontalno kao mala ogledala i prilikom padanja osciluju oko horizontalne seo. Zbog ovih oscilacija takva slika Sunca obično je izdužena u vertikalnom pravcu.

Polarna svetlost je meteorološka pojava koja u dugačkim polarnim noćima tako često osvetljava nebo i predmete na Zemlji. Ona ima razne oblike (sl. 59). Pojavljuje se kao žarenje(*G*), površina (*S*), u vidu zrakova (*R*), korone (*C*), kao homogeni luk koji je dole obično oštro ograničen(*A*) ili luk sa strukturom zrakova (*RA*). Ponekada su to homogene trake (*HB*) ili trake sa strukturom (*RB*), koje izgledaju ako su vrlo dugačke kao zavese (draperije) itd. Korona nastaje kao slika snopa paralelnih zrakova koje se zbog perspektive u daljini sakupljaju u centralnu tačku.

Pri jakoj polarnoj svetlosti celo nebo može biti osvetljeno. Na nebu vidimo razne oblike i boje, što se sve stalno menja. Svetlo je kao kad je na nebu pun Mesec.

Posmatranju polarne svetlosti bilo je posvećeno naročito nmogo pažnje za vreme polarnih godina i tokom I Međunarodne geofizičke godine (I. 1). Visina i po-



Sl. 59. Oblici polarne svetlosti uzeto iz knjige J. Bartels, Geophysik, 1960.

ložaj polarne svetlosti određivani su fotogrametrijskim metodima (jednovremeno snimanje svetlosti na dva mesta međusobno udaljena 20—200 km), vršena su spektroskopska merenja radi utvrđivanja strukture atomosfeře kao i brzine kretanja vazduha na visinama gde se javlja polarna svetlost.

Polarna svetlost se pojavljuje iznad visine od 65 km, a najčešće između 100 i 400 km. Izuzetno — za vreme magnetnih oluja — dostiže visinu od 1200 km (sl. 1). U vedrim noćima bez Meseca ona se vidi uvek ako se nalazimo na odstojanju od 23 ° od južnog ili severnog zemljinog magnetnog pola. To su dve *zone polarne svetlosti.* Zona severne polarne svetlosti (oko južnog zemljinog magnetnog pola) dodiruje severozapadnu Norvešku, prolazi južno od Islanda i Grenlanda preko Atlantika i proteže se dalje preko severne Kanade i duž obale Sibira. Na visini od 8 km možemo u tamnim vedrim noćima iz aviona koji lete iznad Atlantika na relaciji Evropa—Njujork takoreći uvek videti na severu polarnu svetlost. Sa te visine vidi se u vedroj tamnoj noći svetlost koja se nalazi 100 km (200 km) iznad mora ako je od nas udaljena 1000 (1400) km.

Učestalost pojave polarne svetlosti idući od zone polarne svetlosti prema magnetnom polu ili na suprotnu stranu brzo se smanjuje. Na samim magnetnim polovima vidi se polarna svetlost svega u svakoj petoj tamnoj vedroj noći. U srednjoj Evropi učestanost pojavljivanja polarne svetlosti u tamnim vedrim noćima iznosi svega 2%.

U zonama polarne svetlosti boja polarne svetlosti najčešće je beličasto-zelenožuta, dok je kod nas obično crvena. Često se dešavalo da je zbog toga došlo do zabune i smatralo se da je ta boja odsjaj nekog dalekog požara katastrofalnih razmera.

Postojanje polarne svetlosti najtešnje je povezano sa zemljinim magnetnim poljem. Protoni i elektroni koje izbacuje Sunce na visinama gde se pojavljuje polarna svetlost slede uglavnom silnice (linije sila) zemljinog magnetnog polja i prilikom sudaranja sa atomima i molekulima vazduha dolazi do pojave polarne svetlosti. Priliv tih *solarnih korpuskula* je za vreme magnetnih oluja naročito jak, a to se dešava prvenstveno za vreme maksimuma sunčevih pega. Tada je polarna svetlost najčešća i najjače izražena.

4. ATMOSFERSKI ELEKTRICITET

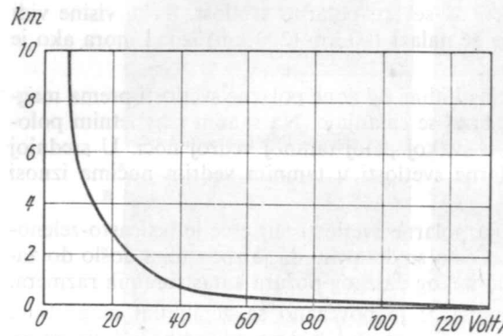
Električne pojave u atmosferi pobudile su već odavno pažnju istraživača. Tako je u XVIII veku Bekarija (P. Beccaria) u Bolonji stalno merio atmosferski elektricitet. Približno jednovremeno vršio je B. Franklin, pronalazač gromobrana, u vazduh slična merenja puštanjem zmajeva. Malo kasnije Kulon (Coulomb) je pokušao objasniti kako elektricitet prelazi sa predmeta na Zemlji u atmosferu.

Sredinom XIX veka došlo je, po zasluzi Tomsona (W. Thomson) do naglog povećanja interesovanja za atmosferski elektricitet i do poboljšanja tehnike odgovarajućih merenja. Tako je krajem tog veka Eksner (F. Exner) iz Beča, otac poznatog meteorologa-teoretičara F. M. Eksnera, organizovao merenja atmosferskog elektriciteta u raznim delovima Zemlje, na raznim visinama. Zapažene rezultate dali su dalje Elster i Gajtel (Elster, Geitel), koji su, polazeći od savremenih otkrića u fizici na polju radioaktivnosti i provodnosti elektriciteta u gasovima, početkom ovog veka na sasvim nov način tumačili razne električne pojave u atmosferi.

U najnovije doba dolazi se direktnim merenjima raketama i satelitima do novih saznanja u pogledu raznih karakteristika zemljinog električnog polja, a u vezi sa magnetskim poljem Zemlje i aktivnošću Sunca. Nije zadatak ovog udžbenika da opisuje ove neobično interesantne i složene pojave viših slojeva atmosfere. Ovde ćemo dati samo pregled i kratka tumačenja raznih pojava atmosferskog elektriciteta.

Električno polje atmosfere. Bekari je koristio za svoja merenja gore zašiljen i od Zemlje izolovan štap kojim je određivao potencijal električnog polja atmosfere. Slična merenja vršio je B. Franklin u SAD pomoću zmaja vezanog za žicu, a koji je puštao u vazduh. Eksperimenti te vrste vrlo su interesantni, ali mogu biti i opasni u danima kada je električno polje jako.

Električni potencijal atmosfere (to je električni napon V u odnosu na zemljino tlo) u proseku se povećava sa visinom, i to sve manje što je visina veća. Naročito brzo se povećava u donjem kilometar debelom sloju. To vidimo i na sl. 60 koja nam pokazuje srednju *jačinu polja atmosferskog elektriciteta* (u stvari, vertikalnu komponentu $\partial V/\partial z$) u funkciji visine. Pri tlu je $\partial V/\partial z = 130\ \mathrm{V m^{-1}}$, a na visini od 10 do 12 km samo još $4\ \mathrm{V m^{-1}}$. Električni potencijal (koji je po definiciji pri tlu jednak nuli) na visinama jonosfere iznosi oko 360 000 volta.



Sl. 60. Smanjivanje srednje jačine polja atmosferskog elektriciteta sa visinom

Posmatrajući sl. 60 i uzimajući u obzir da je jačina električnog polja oko usamljene naelektrisane lopte obrnuto srazmerna kvadratu odstojanja od centra lopte, možemo odmah zaključiti da se Zemlja nimalo ne ponaša kao neko naelektrisano nebesko telo. Kad bi to bilo tako, električno polje u atmosferi, koje se nalazi srazmerno daleko od centra Zemlje, skoro se ne bi menjalo sa visinom (do visine od 40 km iznad tla smanjilo bi se svega za 1%), a u stvarnosti već do visine od 2 km oslabi za 20%.

Brzo opadanje jačine električnog polja sa visinom objašnjava se time da u atmosferi svuda postoje joni kao nosioci elektriciteta (*prostorno naelektrisanje*). Svaki jon ima oko sebe sopstveno električno polje, i električno polje atmosfere je rezultanta svih takvih elementarnih polja zajedno sa poljem koje potiče od naelektrisanja zemljine površine.

Uzimajući u obzir da nam je poznato opadanje jačine električnog polja sa visinom, a polazeći od teorije potencijala, može se izračunati kolika je *gustina prostornog naelektrisanja* (količina elektriciteta po jedinici zapremine) u atmosferi u funkciji visine. Tim putem i određivanjem vrste naelektrisanja vazduha u atmosferi, kao i na površini Zemlje, dolazimo do zaključka da je atmosfera nosilac pozitivnog, a zemljino tle negativnog elektriciteta. Merenjem naelektrisanja zemljinog tla i upoređenjem dobivenih vrednosti sa ukupnim naelektrisanjem atmosfere dolazi se do još jednog važnog podatka: ukupno pozitivno naelektrisanje atmosfere jednako je ukupnom negativnom naelektrisanju zemljinog tla, Zemlja se, dakle, u odnosu na okolinu ponaša kao električno neutralno — nenaelektrisano telo.

Jonizatori u atmosferi i jonizacija vazduha. Vazduh je u atmosferi *jonizovan*, što znači da se u njemu uvek nalaze joni. Joni se neprestano ponovo stvaraju i spajanjem (*rekombinacijom*) neprestano nanovo i iščezavaju. U proseku se u toku vremena uništi toliko jona koliko ih jednovremeno u istom prostoru nastaje.

Jonizatori su uzročnici jonizacije, tj. pojave da se u atmosferi stvaraju joni. U prizemnom sloju vazduha debljine 1—2 km jonizacija je uglavnom posledica radioaktivnog zračenja, koje ima svoj izvor u radioaktivnim materijama u atmosferi i zemljinoj kori. Zbog svog vrlo kratkog dometa α — zračenje radioaktivnih materija za jonizaciju vazduha nije od značaja. U troposferi i donjoj stratosferi jonizaciju izaziva uglavnom korpuskularno zračenje velikih energija koje sa svih strana ulazi u atmosferu iz kosmosa. Na vrlo velikim visinama — u jonosferi jonizaciju prouzrokuje prvenstveno sunčevo X i ultraljubičasto zračenje određenih talasnih dužina (I, 3).

Sadržina radioaktivnih materija u prizemnom vazduhu, a time i jonizacija vazduha, nije svuda jednaka i u velikoj meri zavisi od geografskih uslova. Merenjem jonizacije vazduha može se zbog toga određivati i poreklo raznih vazdušnih masa. Iznad kontinenata obrazuje se pri tlu u proseku oko 5 do 30 jona po $\mathrm{cm^3}$ u svakoj sekundi. Nad otvorenim morem taj je broj oko 2.

Vrste jona u atmosferi. Kada dovođenjem energije (korpuskularnim ili ondulatornim zračenjem) neutralni molekul vazduha izgubi jedan ili više elektrona, molekul postaje pozitivno naelektrisan, a izbačen elektron se u vazduhu, u najkraćem vremenu prijedini drugom neutralnom molekulu, koji se na taj način negativno naelektriše. Obadva tako nastala *molekulska jona* brzo se okruže sa 10—30 neutralnih molekula i svaki takav »grozd« (»cluster«) predstavlja tzv. *mali jon* ili *brzo pokretni jon*. Jedan od njih nosi elementarno pozitivno, a drugi jedno elementarno negativno naelektrisanje e ($=1{,}6 \cdot 10^{-19}$ kulona). Ceo ovaj proces stvaranja malog jona u prizemnim vazdušnim slojevima traje manje od jednog milionitog dela sekunde. Slično nastaju i mali joni koje sačinjavaju atomi.

Taloženjem malog jona na neutralno jezgro kondenzacije, na kristalić leda ili kapljicu oblaka, nastaje *veliki jon*, odnosno, *slabo pokretni jon*. I teški joni nose najčešće samo po jedno elementarno naelektrisanje.

Kosmičko zračenje. U atmosferu uleću iz vasione sa svih strana elementarne čestice vrlo velikih energija. Postojanje tog kosmičkog zračenja otkrio je 1912. god. austrijski fizičar V. F. Hes (Hess) i to merenjem jonizacionom komorom vezanom za slobodan balon. To je bilo veliko otkriće i dalo je povoda brojnim istraživačima za dalja istraživanja raznih pojava zapaženih prilikom posmatranja zbivanja u atmosferi vezanih za kosmičko zračenje.

Kosmičko zračenje sačinjavaju prvenstveno protoni velike energije, uglavnom od 10^{10} do 10^{14} i čak do 10^{19} (1 cal!) elektron volta (eV). Kad dođe do sudara jedne takve čestice sa neutralnim molekulom, molekul se razbija i obrazuju se joni visoke energije, koji na isti način dovode do obrazovanja novih i novih jona visoke energije. Tako samo jedna elementarna čestica kosmičkog zračenja zbog sudara sa jednim neutralnim molekulom izaziva *pljusak — kaskadu* (shower) ogromnog broja (do 10^8) delića visoke energije. Tada sadržina jona može odjednom da se poveća deset puta u prostoru oblika kupe sa prečnikom pri tlu 1 km i više. Takav pljusak predstavlja korpuskularno zračenje, koje je poznato kao *sekundarno kosmičko zračenje*.

Zbog kosmičkog zračenja obrazuje se u svakom kubnom santimetru u vazduhu iznad mora u proseku 1,5 jona svakog sekunda. Usmeravanje leta naelektrisanih čestica materije u magnetnom polju Zemlje ima za posledicu da je taj prosek na većim širinama veći nego na manjim. Kosmičko zračenje prouzrokuje najviše jona na visinama od oko 13 km ($300\ \mathrm{cm^{-3}\ sec^{-1}}$). Od te visine najviše taj uticaj se opet smanjuje, vazduh postaje sve ređi i verovatnoća da će doći do sudara elementarnih čestica kosmičkog zračenja sa molekulima i atomima vazduha postaje sve manja.

Električne struje u atmosferi. Videli smo da je atmosfera nosilac pozitivnog, a zemljino tlo negativnog naelektrisanja. Zbog toga postoji prema zemljinom tlu priliv pozitivnih jona, što znači da iz atmosfere u zemljino tlo teče neka električna struja (prema definiciji struja teče od mesta pozitivnog prema mestu negativnog naelektrisanja). Danas se procenjuje da je jačina te struje za celu zemlju 1700 ampera, odn. u proseku iznad svakog m^2 horizontalnog zemljinog tla oko $3 \cdot 10^{-12}$ ampera. To je vrlo mala struja, ali ipak tako velika da bi pri postojanju *električne provodljivosti vazduha* (prenošenje elektriciteta jonima), ukoliko ne bi u atmosferi postojali izvori elektriciteta, električno polje atmosfere bilo uništeno za pola sata! Sa tih izvora električne struje prenose elektricitet u okolinu i time se održava električno polje atmosfere, koje je vrlo složeno i koje se neprestano nanovo stvara i uništava.

U atmosferi postoje dve vrste električnih struja: *struje provodljivosti i konvektivne struje*. Prve su uslovljene električnom provodljivošću vazduha (prisustvom jona), a druge kretanjem naelektrisanja koje nije posledica dejstva električnih sila. U električnom polju mirne atmosfere postoje samo struje provodljivosti. Te struje su izazvane kretanjem jona. Pozitivni joni se kreću prema mestima sa negativnim, a negativni prema mestima sa pozitivnim naelektrisanjem, tako da od broja i brzine kretanja jona zavisi pri datom polju jačina struje provodljivosti. Kada se naelektrisani vazduh kreće, zajedno s njim prenosi se i elektricitet, što predstavlja konvektivnu struju elektriciteta.

Postoje razne vrste konvektivnih struja, a naročito su jake u oblasti grmljavinskih nepogoda.

Generatori elektriciteta u atmosferi. Danas je poznato da postoje tri glavne grupe uzročnika, generatora, elektriciteta: razmena vazdušnih masa, padavine i pojave vezane za grmljavinske nepogode.

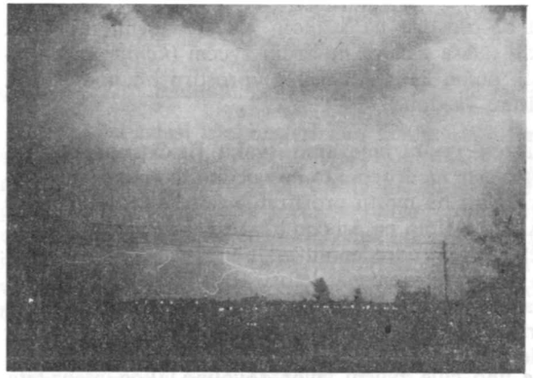
Pri vedrom (mirnom ili vetrovitom) vremenu jačina električnog polja pri tlu je u proseku 130 $V\,m^{-1}$ i vazduh je pozitivno naelektrisan. Zbog turbulencije takvo naelektrisanje se prenosi sa jednog mesta na drugo, a prvenstveno u vertikalnom pravcu. Zajedno sa turbulencijom menja se, prema tome, i električno polje, a granične površine koje dele vazdušne mase sa različitom turbulencijom jednovremeno su i diskontinuitetne površine u električnom polju atmosfere.

Osim toga i procesi vezani za padavine su jak izvor konvektivnih struja u atmosferi. Merenja su pokazala da su kišne kapi, snežne pahuljice i zrna grada obično naelektrisani. Naelektrisanje padavina može biti i vrlo veliko i dovesti do takvih napona da sa visokih antena na mestu uzemljenja skaču iskre nekoliko santimetara dugačke.

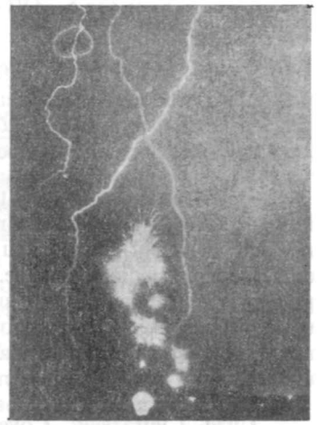
Do naelektrisanja padavina dolazi već prilikom stvaranja, a pre no što padnu na zemljino tlo, one mogu u tom pogledu pretrpeti velike promene. Zamislimo da nenaelektrisana kap kiše pada u mirnoj atmosferi u električnom polju čiji potencijal sa visinom raste. U takvom polju negativni joni kreću se naviše, a pozitivni naniže. Zbog toga prilikom padanja kapljica kiše prihvata više negativnih nego pozitivnih jona i kapljica se naelektriše negativno. Ukoliko je kapljica bila negativno ili pozitivno naelektrisana, naelektrisanje se povećava, odnosno smanjuje. U jednakom iznosu, a u suprotnom smislu dolazi do naelektrisanja atmosfere kroz koju kiša pada, što znači da kiša, kao i padavine uopšte, deluju kao generator u atmosferskom elektricitetu. Merenja su pokazala da je pri mirnoj kiši električno polje uglavnom negativno, pri mirnom snegu pozitivno, a za vreme pljuskova polje je jače i često se menja.

Najjači generatori elektriciteta u atmosferi su oblaci grmljavinskih nepogoda, kumulusi i kumulonimbusi u kojima postoji jako uzlazno strujanje. Na koji način dolazi u takvim oblacima do tako velikih napona još ni danas nije sasvim objašnjeno. Zna se da postoji više uzročnika. Prema Vilsonu, veće kapljice koje padaju naelektrišu se, zbog gore navedenih efekata, negativno, a veće koje se penju na veće visine, pozitivno. Prema Simpsonu, značajnu ulogu igra Lenardov efekat, koji dovodi do razdvajanja elektriciteta prilikom rasprskavanja kapljica: veće kapljice se naelektrišu pozitivno, manje negativno, što opet dovodi do razdvajanja naelektrisanja i do vrlo velikih napona u oblacima i oko njih. U vezi sa sublimacijom i smrzavanjem javljaju se slične pojave razdvajanja naelektrisanja. U najnovije doba (1965) B. I. Mejson (Mason) tumači obrazovanje naelektrisanja kod grmljavinskih nepogoda pojavama koje su vezane za obrazovanje i padanje grada. Na taj način nastaju u oblastima grmljavinskih nepogoda veliki naponi od više miliona volta, i kada napon dostigne određene vrednosti dolazi do naglih električnih pražnjenja u vidu *munja* i *gromova*. Tako je za munju dužine 1 km potreban napon od 20 do 30 miliona volti, a za osam puta dužu munju potreban je oko dva puta veći napon. Postoje razne vrste munja. Posebno su interesantne, a retke pojave: *loptasta* i *tačkasta munja* (sl. 61 i 62). Ove pojave danas nisu sasvim objašnjene.

Promenljivost električnog polja atmosfere. Na osnovu svega izloženog i znajući da je vreme na velikom delu zemljine kugle vrlo promenljivo, očekujemo da je i elek-



Sl. 61. Munja.



Sl. 62. Loptasta munja (Jensen: Physics, 1933).

trično polje atmosfere vrlo promenljivo. Kako izgledaju te promene pri tlu, danas je već dobro poznato. Ovde navodimo nekoliko podataka.

a) **Periodske promene električnog polja.** Kad je vreme vedro, jačina električnog polja pri tlu odlikuju se izvesnim periodskim promenama. U toku dana javlja se zimi jedan minimum jačine polja $\frac{\partial V}{\partial z}$ u ranim jutarnjim časovima i jedan maksimum u kasnim popodnevnim časovima. U toploj polovini godine postoji u toku dana dupli talas sa minimumom u 4 i 14 časova i maksimumom oko 9 i 21 čas po lokalnom vremenu. Iznad polarnih oblasti, gde je tlo pokriveno večitim snegom i ledom, kao iznad okeana, postoji preko celog leta u toku dana samo jedan talas. Pomenuli smo da je pri lepom vremenu pri tlu jačina električnog polja nad kontinentom svuda oko 130 $V\,m^{-1}$.

Periodske promene, koje pri lepom vedrom vremenu (»*elektricitet lepog vremena*«) dolaze do vidnog izražaja, postoje kao parcijalne promene uvek. To se vidi iz srednjih mesečnih vrednosti dnevnog hoda, koje pokazuju potpuno slične karakteristike kao pomenuti dnevni hod pri lepom vedrom vremenu.

b) **Neperiodske promene jačine električnog polja.** Periodske promene električnog polja Zemlje, zbog raznih neperiodskih poremećaja u toku dana, često se uopšte ne primećuju. Naročito u danima sa grmljavinskim nepogodama, u zavisnosti od razvoja grmljavinskih oblaka, električno polje je promenljivo. Jačina polja povremeno se vanredno brzo menja i po jačini i po pravcu. Za vreme oluja i jednovremenih električnih pražnjenja u vidu munja i gromova jačina i pravac gradijenta tako se brzo menjaju da instrumenti ne mogu beležiti sve te brze promene. Gradijent potencijala se menja u intervalu $\pm$ 10 000 volt m^{-1} i još mnogo većem. Osim toga, jak je i uticaj magle, sumaglice i jakog vetra na električno polje, ali ipak je neuporedivo manji od onog koji potiče od električnih pojava u danima sa grmljavinskim nepogodama. Kada ove pojave prestaju, jačina polja se smanjuje i smiruje.

5. ZVUČNO POLJE ATMOSFERE

Zvučno polje. U atmosferi se prostiru na svakom mestu u svim mogućim pravcima pored elektromagnetskih talasa i najraznovrsniji zvučni (*kompresioni*) talasi. Atmosfera je sedište zvučnog polja. Zvučni talasi se prostiru brzinom zvuka koja zavisi od virtuelne temperature vazduha.

Definicija talasa. Pod talasom podrazumevamo svaku fizičku pojavu pri kojoj se energija prenosi sa jednog mesta na drugo, i to ne zajedno sa materijom. Prema ovoj definiciji talasi mogu izazivati na mestu prostiranja poremećenja neperiodične kao i periodične prirode. Ako udarimo na čelično uže uspinjače, dodeljeni impuls prostire (premešta) se u užetu nekom određenom brzinom i na svakom mestu užeta prouzrokuje u određenom intervalu vremena deformaciju koja se do pojave novog impulsa ne ponavlja. Za razliku od toga, prilikom prostiranja talasa na moru u određenom pravcu visina mora periodično se menja.

Ultra- i infrazvuk. Čovečje uho čuje zvučni izvor dovoljno jakog intenziteta ako titra učestanošću (frekvencijom) od oko 16 do 20 000 Hertza (1 Herc=1 Hz=1 titraj u sekundi, dimenzija sec^{-1}), tj. između donje i gornje granice čujnosti. Zvučni talasi sa manjom učestanošću od 16 Hz zovu se infrazvučni, a oni sa većom od 20 000 Hz — ultrazvučni talasi. Ultrazvučni talasi su od posebnog značaja za medicinu i tehniku. O njima ovde nećemo govoriti. I infrazvučnim talasima u meteorologiji nije posvećeno mnogo pažnje, iako su oni nosioci velikih količina unutrašnje i kinetičke energije.

Postoji bezbroj izvora za infrazvuk, za infrazvučne talase koji se prostiru u atmosferi: talasanje mora se prenosi na atmosferu, postoji titranje atmosfere zbog vetra (do 1/50 Hz), zbog zemljotresa (do 1/200 Hz) i naročito zbog dovođenja i odvođenja toplote, zbog kondenzacije vodene pare i isparavanja vode i dr.

Brzina prostiranja zvučnih talasa. Polazeći od principa dinamike i termodinamike dolazimo do brzine prostiranja zvučnih (kompresionih) talasa u atmosferi. Ukoliko jedan takav talas izazove srazmerno male brzine vazduha prilikom svog prostiranja, on se prostire brzinom

$$c = \sqrt{\varkappa \frac{p}{\rho}} = \sqrt{\varkappa RT} = \sqrt{\varkappa R_s T_v}.$$

Kao obično, u ovoj jednačini su p i ρ pritisak i gustina, a $\varkappa$ je količnik između specifične toplote vazduha pri konstantnom pritisku i specifične toplote vazduha pri konstantnoj zapremini.

Brzina c zove se *adijabatska* ili *Laplasova brzina zvuka*. Ovde navodimo koliko ona iznosi pri nekim virtuelnim temperaturama.

Tablica 15. *Laplasova brzina zvuka kao funkcija virtuelne temperature*

t_v =	—50	—30	—10	10	30°C
c =	300	313	325	338	349 m sec^{-1}

Talasi izazvani eksplozijama prostiru se brže i imaju tim veću brzinu prostiranja što je eksplozija jača i što su bliže izvornom mestu. Udaljenjem od mesta eksplozije brzina prostiranja približava se Laplasovoj. Danas još nije dovoljno proučeno od čega zavisi brzina takvih »udarnih« talasa. Inače, već pri najmanjoj promeni zapremine vazduha, za vreme dovođenja ili odvođenja toplote, oko delića vazduha sa promenjenom zapreminom pojavljuje se zgušnjenje, odnosno razređenje koja se brzinom zvuka udaljuju u okolnu atmosferu.

Zvučni talasi u atmosferi kao kompresioni longitudinalni talasi. Svako čvrsto telo sedište je prostiranja dve vrste talasa koji su posledica elastičnosti: longitudinalnih i transverzalnih. Longitudinalne talase sačinjavaju zgušnjenja i razređenja pri kojima se delići tela kreću u pravcu prostiranja talasa. Longitudinalni talasi u čvrstom telu izazivaju transverzalne talase koji se prostiru drugom brzinom, a koji izazivaju pomeranja delića materije normalno na pravac prostiranja talasa. U gasovima i tečnostima, gde se molekuli slobodno kreću, postoje samo longitudinalni talasi.

Prelamanje zvučnih talasa. Brzina zvuka (Laplasova) je funkcija samo temperature i u manjoj meri vlažnosti. Zbog toga se u suvoj izotermnoj atmosferi zvučni talasi prostiru u svim pravcima jednakom brzinom i zvučni zraci (linije koje stoje normalno na talasne površine) prostiru se pravolinijski od zvučnog izvora. Za razliku od toga, u atmosferi koja nije izotermna zvučni talasi se ne prostiru svuda jednakom brzinom i zraci menjaju svoj pravac prostiranja. Govorimo o savijanju zrakova, o pojavi koja se povinuje zakonima o prelamanju talasa.

Neka se hladan vazduh graniči preko oštro izražene granične (diskontinuitetne) površine sa toplijim vazduhom. Od zvučnog izvora, koji neka se nalazi u hladnom vazduhu, odlaze zvučni talasi na sve strane. Prilikom prelaza preko granične površine pravac prostiranja zvučnog talasa se promeni. Ako su α i α' upadni ugao i ugao prelamanja, a c i c' brzina zvuka u hladnom, odn. toplom vazduhu (sl. 49), onda je prema Sneliusovom zakonu prelamanja (refrakcije)

$$\frac{\sin\alpha}{\sin\alpha'} = \frac{c}{c'} = \sqrt{\frac{T_v}{T_v'}}$$

Odbijanje zvučnih talasa od inverzionog sloja. Dobro je poznato da se u polju noću često čuje govor i na vrlo velikim odstojanjima. To je posledica odbijanja zvučnih talasa od granične površine jezera hladnog vazduha (od inverzionog sloja) koji se nalazi ispod gornjeg toplijeg, od noći nerashlađenog vazduha.

Iz Sneliusovog (Snellius) zakona prelamanja proizlazi da se zraci koji upadaju normalno na graničnu površinu ($\alpha=0$) ne prelamaju. Sa najmanjim povećanjem ugla α već dolazi do prelamanja koje sa povećanjem tog ugla postaje sve jače. Kad se α poveća do neke određene vrednosti α_g (granični, kritični ugao) prelomljeni zraci prostiru se po samoj graničnoj površini ($\alpha'=90°$). Pošto je u tom slučaju $\sin\alpha'=1$, to iz gornje jednačine izlazi jednačina za granični ugao:

$$\sin\alpha_g=\sqrt{\frac{T_v}{T_v'}}$$

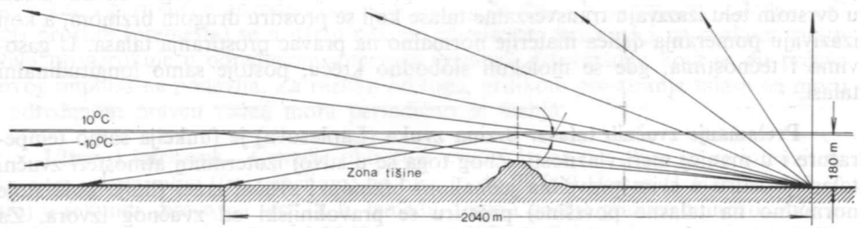
Ako je upadni ugao α veći od α_g, onda zrak ne ulazi u drugu sredinu već se odbija i to tako da je prema zakonu odbijanja (refleksije) talasa upadni ugao α jednak odbojnom uglu β:

$$\alpha=\beta \qquad (\alpha_g<\alpha)$$

Na visini z_i iznad horizontalnog tla neka leži granica jezera hladnog vazduha (temperaturska inverzija). U tački A pri tlu neka postoji neki zvučni izvor koji šalje zvučne zrake na sve strane. Neki od njih se od inverzionog sloja odbijaju i ponovo vraćaju ka tlu. Iz sl. 63 vidimo da ti zraci dolaze do samog tla na odstojanju od tačke A koje nije manje od

$$a=2z_i\,\mathrm{tg}\,\alpha_g.$$

Ako se između tačaka A i tog najmanjeg odstojanja a nalazi neko brdo koje nije više od z_i, onda se zbog ove pojave na određenim mestima iza brda može čuti voz,



Sl. 63. Zona čujnosti i zona tišine iza brda.

zvonjenje zvona, pisak sirene itd. Gde se nalazi zona čujnosti iza brda zavisi od odstojanja a (sl. 63). To odstojanje ne zavisi samo od visine inverzije već i od jačine temperaturske inverzije. Postavlja se pitanje na koji način?

Iz trigonometrije je poznato da je

$$\mathrm{tg}^2\alpha_g=\sin^2\alpha_g/(1-\sin^2\alpha_g).$$

Kad uzmemo ovo u obzir, kao i jednačinu za granični ugao α_g, lako dobijamo da je

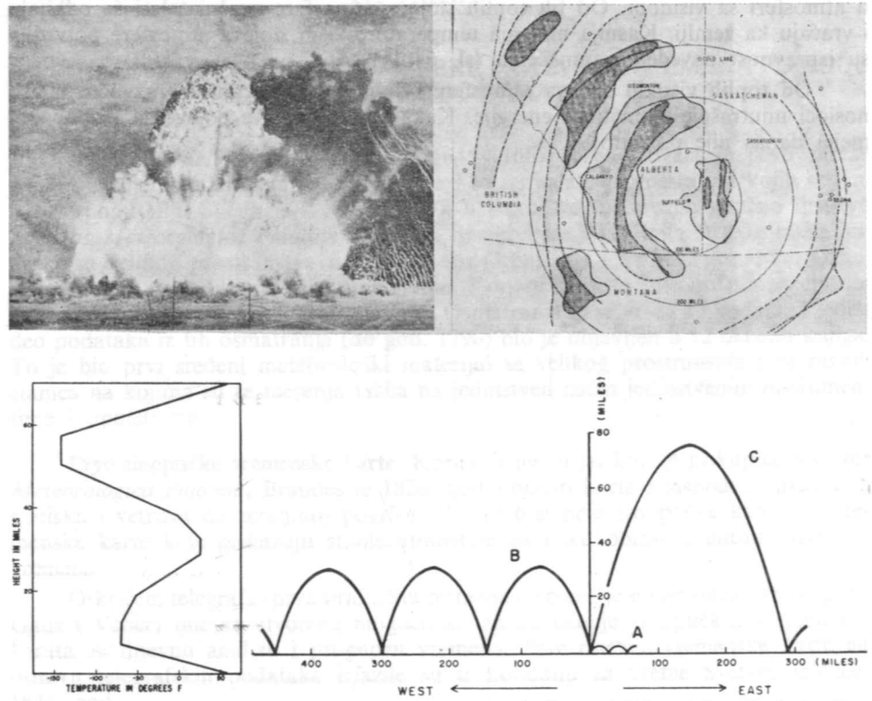
$$a=2\,z_i\sqrt{T_v/(T_v'-T_v)}.$$

Vidimo da je to odstojanje srazmerno visini inverzije, a obrnuto srazmerno kvadratnom korenu iz razlike u virtuelnim temperaturama između toplog i hladnog vazduha. Ako je npr. $z_i=180$ m, $T_v=289°$ K, $T_v'-T_v=9°$, onda je (sl. 63)

$$a=2\cdot 180\cdot 17/3=2040\ \text{m} \qquad (\alpha_g=80°).$$

Povijanje zvučnih zrakova. U stvari, u atmosferi prave diskontinuitetne površine ne postoje i pravac prostiranja zvučnih zrakova preko raznih prelaznih slojeva se menja slično kao kod svetlosti (III. 3), postepeno, a ne odjednom.

U troposferi temperatura sa visinom opada. Zbog toga se pravac prostiranja zvučnog talasa koji napušta zemljino tlo koso naviše stalno menja, i to nagore. Kad uzmemo u obzir da u atmosferi postoji ovako povijanje zvučnih zrakova, onda možemo razumeti zašto u atmosferi obično već na odstojanju od 10 do



Sl. 64. Zona čujnosti i tišine izazvane kontrolisanom eksplozijom od 500 t trinitrotoluola izvršene pored mesta Suffield, Alberta, Kanada 17. 7. 1964 (G. Gilbert, Weatherwise, 1965).
1— Izgled eksplozije,
2— Zone čujnosti i tišine (osmotrene i izračunate),
3 — Raspodela temperature sa visinom (bazirana na standardnoj atmosferi) na osnovu koje su vršena teorijska izračunavanja,
4— Putanja tipičnih zvučnih zrakova (A troposferski, B stratosferski, C jonosferski zraci).

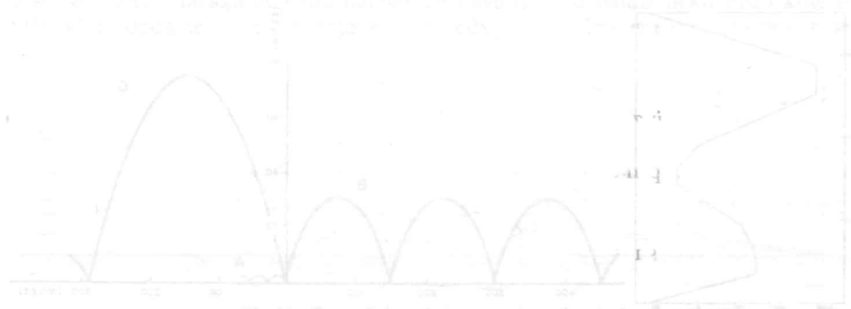
20 km od zvučnog izvora zvuk (npr. grmljenje) ne čujemo. Moramo napomenuti da su posmatranja pokazala da je granica čujnosti veća nego što nam daje teorija, i to zbog toga što jedan deo zvučne energije duž talasa struji, opet brzinom zvuka, naniže.

Već za vreme prvog svetskog rata primećeno je da se jake detonacije čuju do većih odstojanja nego zvučni izvori manjeg intenziteta, do odstojanja od 50 do 100 km i da pored prve zone čujnosti postoji još jedna oblika kružnog prstena sa centrom na mestu eksplozije širine oko 100 km i srednjim odstojanjem od centra oko 200 km. Između ove dve zone čujnosti postoji zona tišine.

Posle prvog svetskog rata, radi detaljnog istraživanja ove pojave, vršene su razne veštačke eksplozije municijom preostalom od rata. I tom prilikom došlo se do sličnih zapažanja. Istraživanja su vršili naročito Vihert i Hergesel (Wiechert i Hergesell).

Ponovo vraćanje zvučnih talasa ka zemljinom tlu, i to na dosta velikom odstojanju od mesta eksplozije, ukazivalo je na postojanje tople atmosfere na visinama iznad 30 km, iznad visine do koje je bio tada otprilike poznat raspored temperature u atmosferi sa visinom. Od tih toplih slojeva atmosfere zvučni talasi se odbijaju i vraćaju ka zemlji. Kasnija merenja temperature viših slojeva atmosfere potvrdila su ispravnost navedenih tumačenja (sl. 64 i 1).

Od toplih visokih slojeva atmosfere odbijaju se i nečujni infrazvučni talasi, nosioci unutrašnje i kinetičke energije. Kakav je značaj ove pojave za razvoj vremena danas nije poznato.



IV. VREME

1. PRIKAZIVANJE STANJA ATMOSFERE I RAZVOJA VREMENA POMOĆU VREMENSKIH KARATA

Akademia del Cimento (Firenca, 1645—1667) organizovala je prvu mrežu stanica za merenje temperature i padavina i to na jedanaest mesta, od kojih sedam u severnoj Italiji. Slično je i godine 1780. u Bavarskoj osnovano naučno društvo *Societas Meteorologica Palatina* sa ciljem da organizuje i skuplja meteorološke podatke sa velikog prostranstva: iz Evrope do Grenlanda i Severne Amerike. Osnovane stanice su radile po istim uputstvima i opremljene su bile instrumentima jedinstvenog tipa izrađenim u istoj radionici. Osmatranja su se vršila 15 godina, a jedan deo podataka iz tih osmatranja (do god. 1790) bio je objavljen u 12 debelih knjiga. To je bio prvi sređeni meteorološki materijal sa velikog prostranstva i sa raznih stanica na kojima su se merenja vršila na jedinstven način jedinstvenim instrumentima i uputstvima.

Prve sinoptičke vremenske karte. Koristeći materijal koji je prikupila *Societas Meteorologica Palatina*, Brandes je 1826. god. objavio karte o raspodeli vazdušnog pritiska i vetrova na zemljinoj površini. To su bile prve sinoptičke karte, tj. vremenske karte koje prikazuju stanje atmosfere za neku oblast u datom trenutku vremena.

Otkrićem telegrafa (prva praktična primena izvršena je u Getingenu 1834. god., Gaus i Veber) bile su stvorene mogućnosti za korišćenje sinoptičkih vremenskih karata za dnevnu analizu i prognozu vremena. Prve dnevne vremenske karte na osnovu telegrafskih podataka izlazile su u Londonu za vreme Svetske izložbe 1848. god.

Za vreme krimskog rata (1854) potonuo je pri neočekivano jakoj oluji francuski ratni brod »Henrik IV«. Čuveni francuski astronom Leverje (Leverrier) pokazao je da se ta katastrofa mogla izbeći da se blagovremeno raspolagalo sinoptičkim vremenskim kartama. Na osnovu toga je počeo Meteorološki ured Francuske 1863. god. sa dnevnim izdavanjem sinoptičkih vremenskih karata. Već 1865. god. pridružila se Austro-Ugarska. Sledile su Sjedinjene Američke Države (1871), Velika Britanija (1872), Rusija (1873), Danska i Švedska (1874), Nemačka (1876) i druge zemlje. U Jugoslaviji su počele da se crtaju i umnožavaju dnevne sinoptičke vremenske karte 1933. god. Posle prekida, uslovljenog ratom, počelo se kod nas ponovo sa umnožavanjem karata 1957. god.

Vrste sinoptičkih vremenskih karata. Vremenske karte se danas crtaju u brojnim centrima radi analize i prognoze vremena za potrebe javnosti, za potrebe obezbeđenja vazdušnog saobraćaja, naučnih istraživanja i dr. Prvenstveno se crtaju prizemne vremenske karte (za oblast jedne države, uključujući možda još susedne zemlje, karte većih oblasti, npr. Evrope, cele hemisfere i celog sveta). Pored toga se crtaju i visinske vremenske karte za iste oblasti.

Sadržina prizemnih vremenskih karata. Prizemne vremenske karte sadrže vrlo mnogo podataka koji prikazuju stanje atmosfere u određenom trenutku vremena, kao i stanje i razvoj atmosferskih prilika u prethodnom (tročasovnom) intervalu vremena. Brojčano se obeležava za prizemni vazduh temperatura, tačka rose, tendencija vazdušnog pritiska (lokalna promena u prethodna tri časa) i dr. Grafički se pomoću raznih simbola prikazuje oblačnost, vrsta padavina, magla, vrste oblaka, grmljavinske nepogode itd. Pored toga, na kartama nalazimo izobare (obično na svakih 5 mb) i frontove. Pored svake izobare nalazi se broj koji označava pritisak (redukovan na površinu mora). Frontovi su predstavljeni debelim linijama i obično još polukružićima ili ispunjenim trouglovima. Pravac vetra na stanici prikazuje se crticom koja je usmerena prema stanici, tj. prema strani na koju vetar duva. Jačina vetra prikazuje se poprečnim crticama na kraju crtice-strelice. Ukoliko ima više poprečnih crtica, to je vetar jači. Ove crtice su okrenute prema oblasti manjeg vazdušnog pritiska. Oblačnost se prikazuje kružićima (na mestima gde se nalaze stanice) koji su tim više ispunjeni što je nebo više pokriveno oblacima. Sneg se označava jednom do četiri zvezdice, a kiša jednom do četiri tačkice — levo od znaka za oblačnost. Izgled jedne vremenske karte (pojednostavljene) prikazuje nam sl. 65. Na slici se lepo vidi kako frontovi dele vazdušne mase sa različitim fizičkim osobinama.

Karte apsolutne i relativne topografije. U meteorološkim službama crtaju se pored prizemnih i karte za prikazivanje stanja atmosfere na visini određene standardne izobarske površine i karte koje prikazuju debljinu vazdušnog sloja između dve izobarske površine. Prve su karte apsolutne, a druge karte relativne topografije.

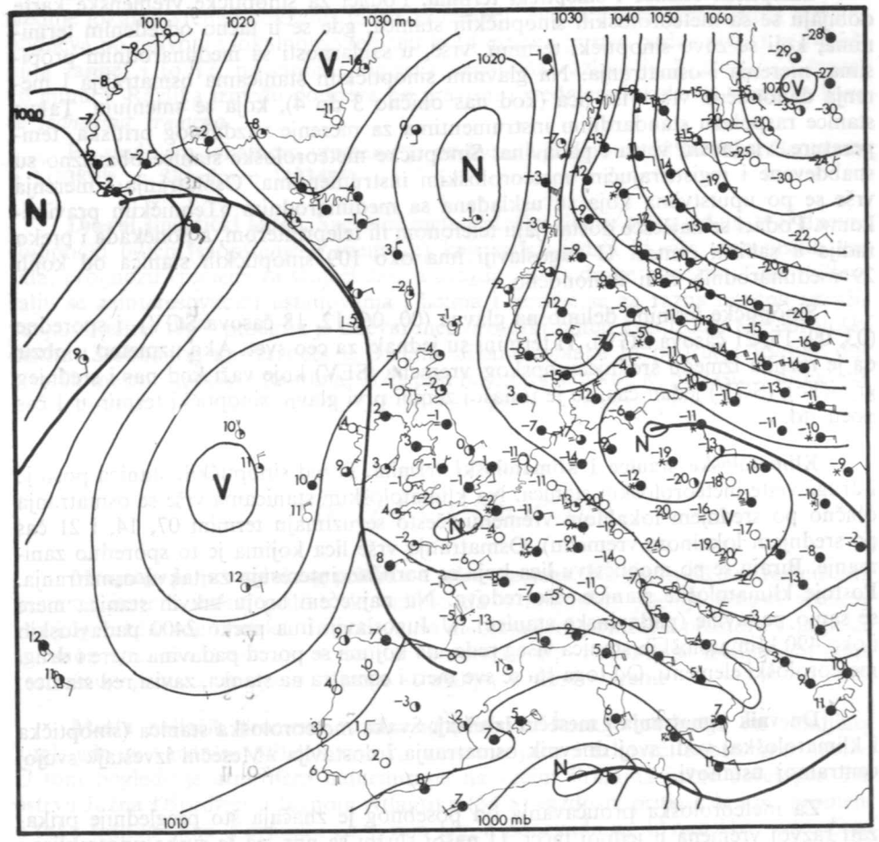
Karte apsolutne topografije sadrže izohipse određene standardne izobarske površine sa podacima o vetru i temperaturi, a ponekada i o vlažnosti vazduha (ti podaci postoje samo za donji deo troposfere). Gustina nacrtanih izohipsi je obično takva da je razlika u visini između dve susedne izohipse 40 gpm. Vetrovi duvaju uglavnom u pravcu izohipsi koje su ujedno i izobare — kao geostrofski, odnosno gradijentni vetrovi.

Karte relativne topografije sadrže izohipse (na svakih 40 gpm) koje povezuju mesta jednake debljine sloja vazduha koji leži između dve standardne izobarske površine i podatke o srednjoj temperaturi tog sloja. Gde je atmosfera topla, vrednosti relativnog geopotencijala su velike, a gde je hladna te vrednosti su male (II. 6).

Vertikalni preseci. Stanje atmosfere na nekom putu često se prikazuje pomoću vertikalnog preseka kroz atmosferu na tom putu. Pomoću takvih preseka mogu se npr. lepo prikazati razne prelazne (frontalne) zone između dve vazdušne mase. Pre no što polete, piloti dobijaju meteorološki bilten koji sadrži vertikalni presek kroz atmosferu na putu letenja (na »itinereru«). Na takvim presecima prikazani su i oblačni sistemi i zone padavina. Posebno se naznačava »nulta izoterma« (izoterma $t=0°$ C) kao upozorenje pilotu gde postoji opasnost od zaleđivanja aviona.

Jedan primer vertikalnog preseka kroz atmosferu prikazuje nam sl. 35 koju smo tumačili ranije (II. 10).

Izalobarske karte. Za praćenje razvoja vremena važno je znati kako se u toku vremena na pojedinim mestima menja vazdušni pritisak. Radi ovoga crtaju se u sinoptičkim centrima prizemne izalobarske karte koje prikazuju lokalne promene



Sl. 65. Izgled jedne prizemne vremenske karte Evrope (pojednostavljene). Brojevi pored stanica označavaju temperaturu vazduha u °C. Prikazano je stanje vremena u Evropi 17. 2. 1956 u 07^h po srednjoevropskom vremenu (SEV).

vazdušnog pritiska izvršene u toku prethodna 3, 12, 24, časa. Za oblast veličine Evrope i susednih oblasti izalobare se obično crtaju na svaki milibar po navedenoj jedinici vremena.

Prognostičke karte. Pored karata koje se crtaju samo na osnovu osmotrenih podataka, često se crtaju i »prognostičke karte«. Polazeći od raznih metoda i određenih pretpostavki (pojednostavljenja), može se pod datim uslovima u atmosferi predvideti budući razvoj polja vazdušnog pritiska za više časova, pa i za dan-dva unapred. Karte koje sadrže predviđeni razvoj (prvenstveno polja vazdušnog pri-

tiska) za neki određeni period, odnosno termin u budućnosti, zovu se prognostičke karte. Danas se u većim centrima prognostičke karte dobijaju pomoću najmodernijih elektronskih računskih mašina.

Sinoptičke stanice i sinoptički termini. Podaci za sinoptičke vremenske karte dobijaju se sa meteoroloških sinoptičkih stanica, gde se u tačno određenim terminima, koji se zovu sinoptički termini, vrše, u saglasnosti sa međunarodnim propisima, merenja i osmatranja. Na glavnim sinoptičkim stanicama osmatranja i merenja danonoćno vrše više lica (kod nas obično 3 do 4), koja se smenjuju. Takve stanice raspolažu standardnim instrumentima za merenje vazdušnog pritiska, temperature, vlažnosti, vetra i padavina. Sinoptičke meteorološke stanice obavezno su snabdevene i registrirajućim meteorološkim instrumentima. Osmatranja i merenja vrše se po uputstvima koja su usklađena sa međunarodnim »Tehničkim pravilnikom«. Podaci se najčešće dostavljaju telefonom ili teleprinterom, a ponekada i preko radija u sabirni centar. U Jugoslaviji ima oko 109 sinoptičkih stanica od kojih 29 međunarodnih radi danonoćno.

Sinoptičke termine delimo na glavne (00, 06, 12, 18 časova SGV) i sporedne (03, 09, 15, 21 časova SGV). Ti termini su jednaki za ceo svet. Ako uzmemo u obzir da je razlika između srednjeevropskog vremena (SEV) koje važi kod nas i srednjeg griničkog (SGV) jedan čas, to je u našoj zemlji prvi glavni sinoptički termin u 1 čas noću itd.

Klimatološke stanice i klimatološki termini. Pored sinoptičkih stanica postoje i druge vrste meteoroloških stanica. Na klimatološkim stanicama vrše se osmatranja obično po srednjem lokalnom vremenu (često se uzimaju termini 07, 14, i 21 čas po srednjem lokalnom vremenu). Osmatranja vrše lica kojima je to sporedno zanimanje. Biraju se po mogućstvu lica koja se naročito interesuju za takva osmatranja. Postoje klimatološke stanice više redova. Na najvećem broju takvih stanica mere se samo padavine (padavinske stanice). U Jugoslaviji ima preko 2400 padavinskih i oko 490 klimatoloških stanica višeg reda, na kojima se pored padavina mere i drugi meteorološki elementi. Od toga šta se sve meri i osmatra na stanici, zavisi red stanice.

Dnevnik osmatranja i mesečni izveštaj. Svaka meteorološka stanica (sinoptička i klimatološka) vodi svoj dnevnik osmatranja i dostavlja »Mesečni izveštaj« svojoj centralnoj ustanovi.

Za meteorološka proučavanja od posebnog je značaja što preglednije prikazati razvoj vremena u jednoj tački. U našoj službi se npr. za te svrhe upotrebljava poseban obrazac koji se odnosi na jedan dan i sadrži časovne vrednosti oblačnosti, vazdušnog pritiska, temperature vazduha, vidljivosti, vlažnosti i dr. Na njemu se prikazuje raspored oblaka na nebu, kretanje oblaka itd. Podaci sa takvih obrazaca koriste se za sistematska proučavanja razvoja vremena u Jugoslaviji, kao i za druge praktične potrebe.

Srednje lokalno vreme. Na klimatološkim stanicama vrše se već odavno osmatranja po srednjem lokalnom vremenu. Podsetimo se ovde kakvo je to vreme.

Kao što je poznato, pravo podne je tada kada je Sunce u meridijanu. Zbog neravnomernog okretanja Zemlje oko Sunca, period vremena između dva prava podneva (u jednoj određenoj tački) obično ne traje tačno 24 časa, nekad je duži nekad kraći. Prema tome, polazeći od sekunde, uvek jednako dugačke jedinice za vreme, nije moguće podesiti časovnik tačno u tom smislu da bi u 12 časova uvek

pokazivao pravo podne. Svakako je moguće da nam takav časovnik pokazuje srednje lokalno vreme, tj. takvo vreme da nam u pravo podne samo u proseku u toku godine pokazuje tačno 12 časova.

Sunce je u meridijanu samo četiri puta godišnje kada takav časovnik (za srednje lokalno vreme) pokazuje tačno 12 časova. Najveća pozitivna razlika između podneva po pravom i lokalnom vremenu je 14 minuta (pravo podne pojavi se 14 minuta ranije) i to 12. novembra. Najveća negativna razlika je 3. januara i iznosi 16 minuta. Razlika između podneva po pravom i srednjem lokalnom vremenu zove se *jednačina vremena.*

Po srednjem lokalnom vremenu je podne u Ljubljani u $12^{h}02^{min}$, u Beogradu u $11^{h}38^{min}$, u Skoplju u $11^{h}34^{min}$.

Dnevni sinoptički bilten. Sve veće meteorološke službe sveta izdaju svoj dnevni sinoptički bilten (saopštenje o vremenu) koji sadrži jednu ili više vremenskih karata, prognozu vremena za sledeći dan, a možda i neke druge podatke. Takvi bilteni šalju se zainteresovanim ustanovama i licima i koriste se za razna naučna istraživanja. Godine 1967. proširen je dnevni meteorološki bilten koji izdaje Meteorološki institut Slobodnog univerziteta u Berlinu slikama oblaka sa područja Evrope dobivenih meteorološkim satelitima. To je prvi bilten u svetu koji je, po zasluzi direktora Instituta prof. Šerhaga (R. Scherhag), počeo donositi ovakve slike oblaka.

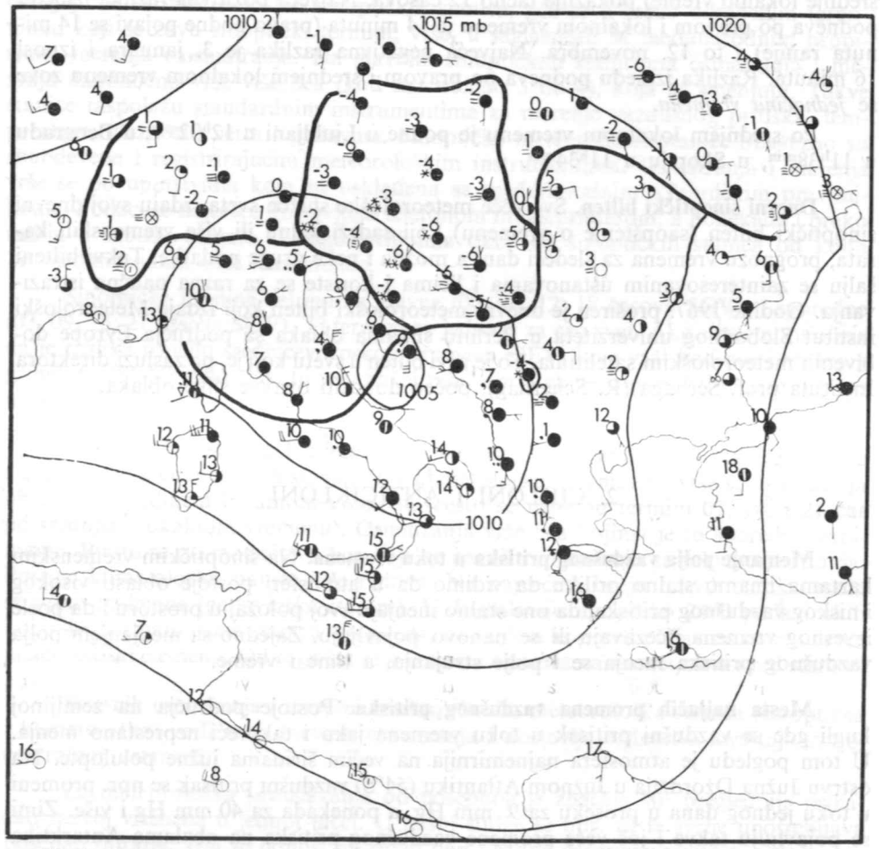
2. CIKLONI I ANTICIKLONI

Menjanje polja vazdušnog pritiska u toku vremena. Na sinoptičkim vremenskim kartama imamo stalno priliku da vidimo da u atmosferi postoje oblasti visokog i niskog vazdušnog pritiska, da one stalno menjaju svoj položaj u prostoru i da posle izvesnog vremena iščezavaju ili se nanovo pojavljuju. Zajedno sa menjanjem polja vazdušnog pritiska menja se i polje strujanja, a time i vreme.

Mesta najjačih promena vazdušnog pritiska. Postoje područja na zemljinoj kugli gde se vazdušni pritisak u toku vremena jako i takoreći neprestano menja. U tom pogledu je atmosfera najnemirnija na većim širinama južne polulopte. Na ostrvu Južna Džordžija u Južnom Atlantiku (54°S) vazdušni pritisak se npr. promeni u toku jednog dana u proseku za 9 mm Hg, a ponekada za 40 mm Hg i više. Zimi se pojavljuju takve i još veće promene vazdušnog pritiska na obalama Antarktika i u polarnim oblastima severne polulopte. Radi upoređenja navodimo da kod nas dnevnu promenu vazdušnog pritiska za 10 mm Hg možemo smatrati već vrlo velikom.

Opšta slika ciklona i anticiklona. Kada pogledamo ma koju sinoptičku vremensku kartu vidimo da na umerenim geografskim širinama postoje na raznim mestima srazmerno velike oblasti gde je vazdušni pritisak manji nego u okolini. To su oblasti ciklona, tj. vrtloga velikih razmera, gde vazduh cirkuliše približno u horizontalnom pravcu oko centra gde je pritisak najmanji. Na umerenim geografskim širinama cikloni su uglavnom eliptičnog oblika sa malom spljoštenošću i srednjim prečnikom oko 2000 km. Na malim geografskim širinama spljoštenost je vrlo mala, izobare su skoro krugovi koji okružuju oblast vrlo niskog vazdušnog pritiska. U prečniku tropski ciklon nije veći od 500 km.

U ciklonu (barometarskoj depresiji) vazduh cirkuliše u pozitivnom smislu, odnosno u negativnom na južnoj polulopti. To vidimo i na sl. 66, gde je prikazan jedan ciklon sa centrom na Jadranskom moru koje je često sedište ciklona. Zbog trenja o zemljino tlo, pri tlu vazduh cirkuliše po spiralnom putu prema centru ciklona,



Sl. 66. Izgled jednog ciklona sa centrom na Jadranskom moru 24. 1. 1957. u 13^h po SEV.

ali ta cirkulacija je obično vrlo složena i zavisi od reljefa zemljišta, od prisustva vazdušnih masa različitog porekla itd. Vreme u ciklonu je vrlo nestalno — nestabilno. U oblasti frontova i na privetrinskim stranama planina je oblačno i padavinsko vreme, a između ovih oblasti postoje zone nepadavinskog, promenljivo oblačnog i vedrog vremena.

U uskom pojasu duž ekvatora širine oko 1000 km cikloni se ne pojavljuju. Znači, mogu da postoje na ma kom mestu u atmosferi, ali ne svuda podjednako često. Retko se pojavljuju u oblasti planina, a često na toplim morima. Jedno od najčešćih mesta stvaranja i zadržavanja ciklona je Sredozemno more (đenovski ciklon).

Na severnoj polulopti nastaju u hladnoj polovini godine naročito jaki cikloni u Danskom moreuzu (između Islanda i Grenlanda) i u Davisovom moreuzu (između Grenlanda i Njufaundlenda). To su poznati islandski i njufaundlendski cikloni. Manji cikloni se stvaraju u Jegejskom i Jonskom moru, u oblasti Skagerraka i na drugim sličnim mestima u blizini velikih planina na toplim morima (*orografski cikloni*). Za vreme Geofizičke godine (jun 1957. do juna 1958) pronađeno je da je Rosovo more, koje leži pored vrlo hladnog Antarktika, izvorno mesto i sedište naročito dubokih ciklona. Cikloni umerenih širina se obično kreću od zapada ka istoku. Ako se kreću na suprotnu stranu zovu se *retrogradni cikloni.*

Još veća prostranstva od ciklona mogu zapremati anticikloni, oblasti visokog vazdušnog pritiska, gde vazduh cirkuliše u suprotnom smislu onom u ciklonu: na visini približno u pravcu izobara, a pri tlu (zbog trenja) po spiralnom putu iz centra upolje.

Pri tlu vazduh izlazi iz anticiklona na sve strane. Zbog toga se u donjem delu troposfere vazduh u anticiklonu spušta (brzinom nekoliko milimetara do nekoliko santimetara na sekund). Pri tome se adijabatski zagreva. Vazduh dolazi sa većih visina, gde su temperature niske i gde vazduh ne sadrži mnogo vodene pare (pre no što je došao na visinu, vodena para se u najvećoj meri kondenzovala). Kad imamo sve to na umu, vidimo da je u anticiklonu, sem možda u prizemnom sloju, vazduh u donjem delu troposfere suv i da tamo nema oblaka. U anticiklonima je vreme stabilno i, kao što kažemo, lepo.

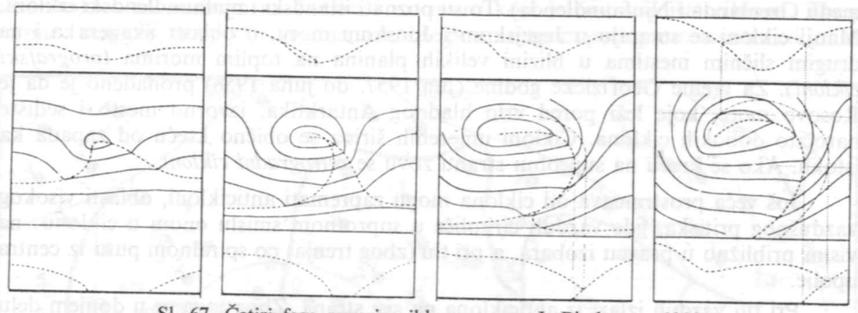
U anticiklonima koji duže postoje, tj. u stacionarnim anticiklonima, uspostavlja se ravnoteža između temperature podloge i temperature atmosfere. U horizontalnom pravcu ne postoje — zbog stalnog mešanja vazduha — velike temperaturske razlike. Takav anticiklon je sedište vazdušne mase (u sinoptičkom smislu reči) ogromnih razmera sa karakterističnim osobinama koje su određene u najvećoj meri temperaturskim prilikama podloge i time da li je podloga more ili kopno (maritimne i kontinentalne, hladne i tople vazdušne mase).

Gde se pojavljuju anticikloni? I oni mogu da se pojave, sem duž ekvatora u pojasu širine oko 1000 km, ma gde u atmosferi i opet ne svuda podjednako često. U suptropima (između 10 i 30 do 40° širine) jedne i druge polulopte se skoro stalno zadržavaju. U ta dva pojasa postoje pojedine ćelije gde je pritisak nešto veći nego u okolini. Jedna takva ćelija je npr. u oblasti Azora na Atlantskom okeanu i predstavlja anticiklon poznat pod imenom azorski anticiklon. Zimi se često zadržava jak anticiklon iznad većeg dela evroazijskog kontinenta, poznat pod imenom sibirski anticiklon.

Razvoj ciklona umerenih geografskih širina. Videli smo da postoje u atmosferi više ili manje stalna mesta gde se javljaju nagli padovi vazdušnog pritiska, gde počinje da se razvija ciklon.

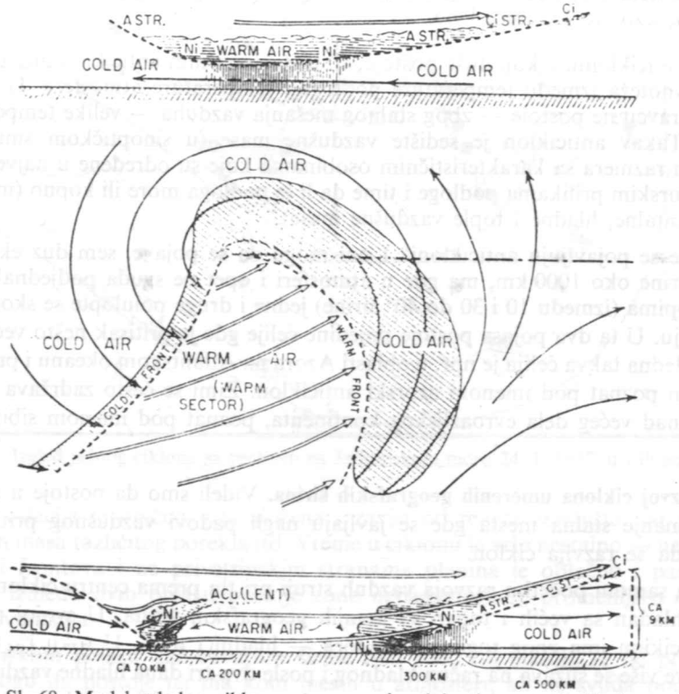
Na samom početku razvoja vazduh struji pri tlu prema centru ciklona sa svih strana: hladan sa većih i topao sa manjih geografskih širina. U svojoj prvoj fazi razvoja ciklon ima zbog toga dva sektora — hladni i topli. U toku razvoja topli sektor sve više se sužava na račun hladnog i posle dva-tri dana hladne vazdušne mase koje na severnoj polulopti prodiru sa zapadne strane sustižu one koje se nalaze u istočnom delu ciklona. Pojava susreta hladnih vazdušnih masa zove se, prema poznatom norveškom meteorologu Beržeronu (T. Bergeron), *okluzija*. Posle okluzije

počinje obično brzo popunjavanje ciklona i na vremenskoj karti barometarska depresija iščezne. Jedan od mogućih razvoja ciklona prikazuje nam sl. 67.



Sl. 67. Četiri faze razvoja ciklona prema J. Bjerknesu, 1933.

Vreme u mladom ciklonu, tj. u ciklonu u početnoj fazi razvoja (pre pojave okluzije), zavisi od raznih faktora. Glavne karakteristike prikazuje nam sl. 68, koja je kopija čuvene slike iz 1921. god. H. Zolberga i J. Bjerknesa, sina ranije pomenutog norveškog naučnika Vilhelma Bjerknesa.



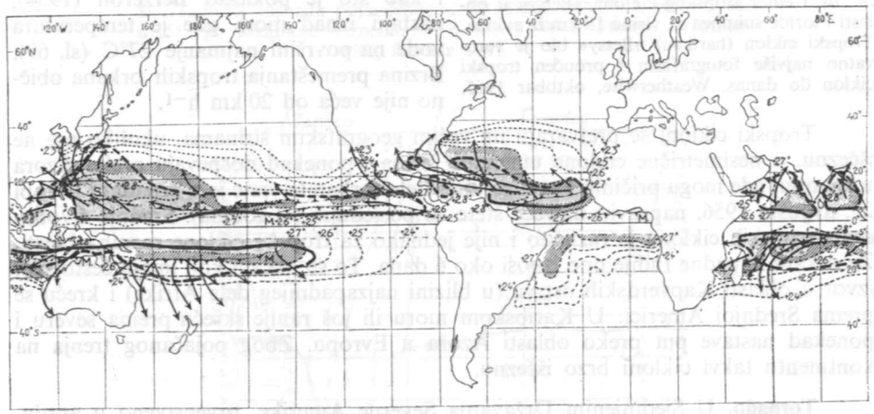
Sl. 68. Model mladog ciklona na severnoj polulopti prema J. Bjerknesu i H. Solbergu iz 1921. god. Gornji (donji) deo slike predstavlja vertikalni presek u pravcu zapad—istok severno (južno) od centra ciklona. Linija sa crticama i tačkama predstavlja pravac kretanja ciklona.

Slika prikazuje kako uglavnom izgleda vreme u mladom ciklonu umerenih širina na severnoj polulopti. Na sredini slike su prikazani strujanje vazduha, toplog i hladnog, u ciklonu i raspored padavina (šrafirane površine). Prikazana su dva fronta, hladni i topli, koji zajedno sačinjavaju granicu između hladnog i toplog vazduha. Iznad i ispod srednje slike dati su vertikalni preseci kroz ciklon severno i južno od centra.

Neke karakteristike u pogledu padavina u ciklonu bile bi sledeće:

Padavinska zona je u oblasti toplog fronta šira nego u oblasti hladnog. Udaljujući se od toplog fronta i idući sve dublje u hladni vazduh, sloj oblaka postaje tanji i nalazi se na sve većim visinama. Oblaci u oblasti frontova posledica su dizanja toplog vazduha iznad hladnog, a često i uzlaznih strujanja u samom hladnom vazduhu, što u prikazanom modelu nije slučaj. U modelu nisu prikazane *orografske* padavine, iako mogu biti neuporedivo jače od onih na frontu (*frontalne padavine*). Orografske padavine su vezane za planine i naročito su jake u toplom sektoru na privetrinskim stranama velikih planinskih masiva, kao što su Dinarske planine, Alpi, Kavkaz, Himalaji, . . . Uzeto je u obzir da postoje samo dve vazdušne mase, a može ih biti više, tako da u pogledu razvoja vremena u mladom ciklonu postoje razne mogućnosti.

Tropski cikloni nastaju na malim geografskim širinama, uglavnom između 10 i 20° (sl. 69). Na području istočnoazijskih mora zovu se *tajfuni*. Stanovnici Filipina zovu ih *bajagos*. U zapadnoindijskim vodama nose ime *harikeni*. Ovako se zovu i u Meksičkom zalivu i u južnim i istočnim državama SAD. U Indijskom okeanu oko Mauricijusa zovu se *mauricijus-orkani*.



Sl. 69. Oblasti obrazovanja i putanja harikena u toku godine, izoterme polja temperature površine mora u septembru (severna hemisfera) i martu (južna hemisfera) prema Beržeronu, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1954.

Reč hariken potiče verovatno od zapadnoindijske reči Hunrakan, od imena koje znači boga olujnog vetra. Reč tajfun potiče od reči taifung. »Tai« na Formozi znači jak vetar, a »fung« na starom kineskom jeziku vetar.

Vreme u tropskom ciklonu prilično se razlikuje od vremena u ciklonu na umerenim širinama. Tamo se ne primećuju frontovi iako ti cikloni obično nastaju na granici između tropskog i ekvatorijalnog vazduha. Ta granica je obično vrlo slabo

izražena: ne kao front, već kao zona konvergencije (tzv. *unutartropska zona konvergencije*).

U tropskom ciklonu su padavine simetrično raspoređene oko centra, gde je vazdušni pritisak najmanji i gde je vedro (*oko ciklona*) i tišina. Kako izgleda radarski snimak jednog tropskog ciklona prikazuje nam sl. 70. Inače u tropskom ciklonu duvaju vrlo jaki orkanski vetrovi sa poznatim razornim dejstvima. Jak pad pritiska i ti vetrovi stvaraju ogromne talase na moru. Prvi od ovih talasa izgleda kao zid, visok možda 10 m i više, i kada naiđe na obalu ruši sve ispred sebe. I padavine su u tropskom ciklonu izuzetno jake, pljuskovitog su karaktera i praćene jakim električnim pražnjenjima. Tropski cikloni se kreću na početku normalno prema zapadu zajedno sa opštom istočnom ekvatorijalnom strujom po periferiji jedne tropske ćelije visokog pritiska. U toku razvoja pravac premeštanja takvog orkana se menja prema severu, severozapadu i konačno ulazi u zapadnu struju umerenih širina.

Sl. 70. Centar tropskog ciklona »Betsy« u oblasti Floride snimljen sa visine 18 km iz aviona. Tropski ciklon (hariken) »Betsy« bio je verovatno najviše fotografisan i proučen tropski ciklon do danas. Weatherwise, oktobar 1965.

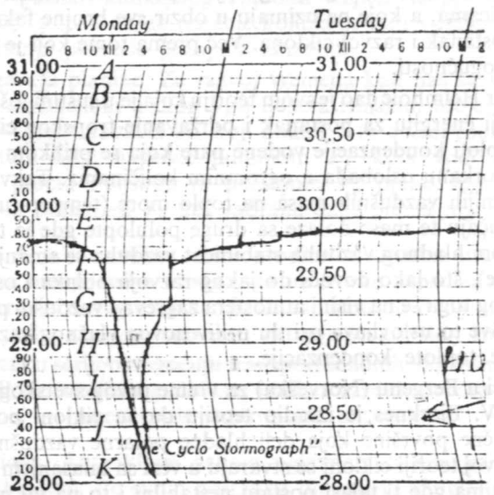
Tropski orkani pojavljuju se najčešće u drugom delu tople polovine godine i kao što je pokazao Beržeron (1954), nastaju iznad mora gde je temperatura vode na površini najmanje 27°C (sl. 69). Brzina premeštanja tropskih orkana obično nije veća od 20 km h^{-1}.

Tropski cikloni se pretvaraju na većim geografskim širinama, ukoliko pre ne iščeznu, u nesimetrične ciklone umerenih širina i ponekad dospevaju preko Azora u Evropu, gde mogu pričiniti katastrofalne štete (orkan te vrste je u zapadnoj Evropi 25. avgusta 1956. napravio najveće štete za poslednjih 50 godina). Srednje životno doba tropskih ciklona je različito i nije jednako za tropske ciklone raznih oblasti. Za orkane zapadne Indije ono iznosi oko 6 dana. To su orkani koji imaju često svoj izvor u oblasti Kapverdskih ostrva (u blizini najzapadnijeg dela Afrike) i kreću se prema Srednjoj Americi. U Karibskom moru ili još ranije skreću prema severu i ponekad nastave put preko oblasti Azora u Evropu. Zbog pojačanog trenja na kontinentu takvi cikloni brzo iščeznu.

Tornado. U Sjedinjenim Državama Severne Amerike, prvenstveno u aprilu, maju i junu javljaju se vrtlozi vazduha malog prečnika (obično manjeg od 300 m) izvanredne jačine. Od početka XIX veka takav se vrtlog naziva tornado, što je na španskom jeziku značilo grmljavinsku nepogodu u tropskoj zapadnoj Africi. Tornado se javlja pri oblačnom grmljavinskom vremenu kao izduženje oblaka prema tlu i liči na slonovu surlu (sl. 71.). Obično se kreće od jugozapada prema severoistoku brzinom oko 40 km na sat. Od zapada ka istoku ne kreće se nikada. Gde tornado dodiruje tlo dejstvuje razorno i iza sebe često ostavlja pravu pustoš. U tornadu se javljaju jaka uzlazna strujanja sa kojima se mogu podići u vazduh čitave male zgrade zajedno sa ljudima. U tornadu je vazdušni pritisak vrlo mali (II. 11) i zbog razornog dejstva tornada danas se i ne zna koliko on može biti mali. Zbog vrlo malog pritiska, u

tornadu izleću čepovi iz zatvorenih boca koje ponekada i prskaju (pre prskanja u bocama je pritisak nesmanjen). Kako izgleda hod pritiska prilikom prolaska tornada možemo videti na sl. 72.

Sl. 71. Surla tornada pojavljenog u Oklahomi (SAD) 4. maja 1961. u 15^{10} po lokalnom vremenu. W. E. Hardi (W. E. Hardy), Weatherwise, februar 1962.



Sl. 72. Naglo smanjenje vazdušnog pritiska izazvano prolaskom tornada. Za vreme prolaska tornada vazdušni pritisak se smanjio na 28,03 inča (949,2 mb). R. Herndon (R. Herndon), Weatherwise, 1970.

Tromba ili pijavica liči po obliku na tornado, samo je uglavnom neuporedivo manjeg intenziteta. Viđa se i na našem primorju, (sl. 73) a na kontinentu postoje u toplim danima razni mali vrtlozi sa približno vertikalnom osom rotacije, zbog čega poleže žito i diže se prašina u tankim stubovima u vazduh. Zajedno sa prašinom

Sl. 73. Tri faze razvoja pijavice u Istri. Slikao inž. M. Kobe.

dižu se često i drugi lakši predmeti. Kinetička energija tornada, pijavica i sličnih vrtloga posledica je kružnog kretanja vazduha prema osi rotacije, pri čemu se brzina povećava slično kao pri loptici koju okrećemo oko prsta i namotavanjem konca na prst smanjujemo odstojanje loptice od centra rotacije.

Teorije o postanku ciklona. Slobodno možemo reći da danas još ne znamo tačno kako nastaju cikloni. Postoji više teorija o postanku ciklona koje se baziraju na zapaženim činjenicama, a koje ne uzimaju u obzir sve brojne faktore koji jednovremeno utiču na postanak i razvoj ciklona. Već prema tome koji je faktor jače izražen postoje razne mogućnosti.

Veliki fizičar Helmholc dao je svoju teoriju koja je u suštini još i danas u važnosti. Prema ovoj teoriji energiju za postanak i održavanje tropskog ciklona treba tražiti prvenstveno u toploti kondenzacije vodene pare koja se prilikom stvaranja tropskih kiša u tropskom orkanu oslobađa u ogromnim količinama. Takvi cikloni vezani su za transport hladnijih vazdušnih masa na toplo more (temperatura mora najmanje 27°C). U tom slučaju te mase dolaze sa druge polulopte gde je tada zima i vazduh hladniji. Nailaskom hladnog vazduha stabilnost vazduha se smanjuje (zbog zagrevanja preko podloge), što lako dovodi do jakog razvoja oblaka i oslobađanja toplote kondenzacije. Zbog toga se na visini atmosfera zagreva i vazdušni pritisak tamo raste, a pri tlu opada. Sve to uslovljava pri tlu priliv novog vlažnog vazduha u tu oblast i novo oslobađanje toplote kondenzacije.

Analizirajući u Bergenu (Norveška) za vreme prvog svetskog rata vrlo detaljno razvoj vremena, V. Bjerknes je izradio teoriju da su cikloni posledica određenih deformacija granične površine koja deli hladne polarne vazdušne mase od toplih tropskih. Prema ovoj teoriji cikloni se stvaraju u vezi sa talasanjem hladnog vazduha, i to na onim mestima gde ti talasi postaju nestabilni i to na taj način što se amplituda talasa povećava (sl. 69). Teorija se bazira na približnom rešenju hidrodinamičkih jednačina, polazeći od određenih pretpostavki koje su u prirodi samo delimično ispunjene.

Prodori hladnog vazduha, rashlađenog za vreme dužeg zadržavanja iznad ledenih i snegom pokrivenih površina, na manje geografske širine usko su vezani za stvaranje i život ciklona. Tu se javljaju dva jaka ciklogenetička efekta: zagrevanje hladnih vazdušnih masa kada prodiru na toplo tlo (npr. na srazmerno toplo more) i kondenzacija vodene pare u atmosferi.

Kada se kondenzuje 1 kg vode iznad svakog m^2 horizontalne površine (što odgovara jednom milimetru padavina) oslobodi se toliko toplote, da se zbog toga na takvom području, ako je dovoljno prostrano (u srednjem delu iznad padavinskog oblaka čitava atmosfera podigne se za 6 m (II. 5). Isto toliko dizanje atmosfere pojavilo bi se prilikom dovođenja 600 kcal toplote po svakom m^2 (zbog zagrevanja preko podloge). Sa tako zagrejanog mesta vazduh na visini odlazi na sve strane i pri tlu se javlja više ili manje jaka barometarska depresija koja može dovesti do obrazovanja ciklona.

Postoje i teorije koje izvor ciklona traže u kinetičkoj energiji već prisutnih vazdušnih masa ili u njihovoj horizontalnoj raspodeli. Teorije te vrste danas nisu dovoljno obrazložene.

Putanje ciklona umerenih širina. Cikloni se kreću najčešće od zapada prema istoku sa većom ili manjom komponentom kretanja u meridionalnom pravcu. Kretanje ciklona u suprotnom pravcu (*retrogradno kretanje*) ne primećuje se često. Cikloni se kreću uglavnom u pravcu strujanja toplog vazduha na visini. Često se može pretpostaviti da je brzina premeštanja centra ciklona nešto veća od polovine brzine tog strujanja.

Putanje ciklona bila su predmet istraživanja brojnih istraživača. Rikačev, nekadašnji direktor ruske meteorološke službe, prikazao je putanje ciklona iznad Evrope u oktobru za godine 1872. do 1887. Iz te karte se vidi da praktično nije moguće naći neki put kojim bi se najčešće kretali cikloni umerenih širina. Tim pitanjem bavio se i poznati klimatolog Vladimir Kepen (Köppen). Zapažen je bio rad Van Bebera, koji je ipak našao putanje kojima se centri ciklona najčešće kreću. Kod nas je tom pitanju posvetio pažnju Radinović.

Cikloni izbegavaju planine. Za razvoj vremena kod nas su važni cikloni koji se kreću putanjom označenom u radu Van Bebera rimskim brojem V. Cikloni koji se stvaraju u Đenovskom zalivu ili oni koji dolaze u tu oblast (putanjom V_a iz Biskajskog zaliva) putuju dalje, najčešće putanjom V_b koja vodi preko Slovenije, zapadnih Karpata prema Poljskoj, ili putanjom V_c preko severnog Jadrana ka Crnom moru, ili pak putanjom V_d duž Jadrana dalje prema jugoistoku.

Serije ciklona. U jako razvijen ciklon prodiru sa zapadne strane velike količine hladnog vazduha na manje širine. Zbog toga na frontu zapadno od centra ciklona lako dolazi do stvaranja novog ciklona, posle zapadno od ovog opet do novog itd. Svaki novi ciklon javlja se zapadnije i na manjoj geografskoj širini.

Cikloni stvoreni u seriji omogućuju transport hladnih vazdušnih masa na manje geografske širine. Posle završenog ciklusa, hladan vazduh prodre do tropa i tamo dovodi do pojačanja — regeneracije suptropskih anticiklona.

Vrste anticiklona. Anticiklone delimo uglavnom u dve grupe: u dinamičke (tople) i termičke (hladne). Po svom postanku dinamički anticikloni bitno se razlikuju od termičkih. Dok prvi imaju svoj izvor u okolnoj atmosferi, termički nastaju zbog pojava na licu mesta. Izgleda da postoji još jedna vrsta anticiklona koji se stvaraju u vezi sa prodorom hladnog vazduha prilikom zaustavljanja. Zaustavljanje

može biti posledica nailaska hladnog vazduha u planinsku oblast, gde je spoljašnje trenje povećano (*orografski anticikloni*) i, kao što ćemo videti kasnije, zagrevanja hladnog vazduha.

Nulti sloj. U donjem delu ciklona, odnosno anticiklona, vazduh se penje, odnosno spušta. Postoji neki sloj (nivo) gde nestaje dizanje vazduha u ciklonu i spuštanje u anticiklonu. Posmatranja su pokazala da je visina takvog sloja, koji je nemački meteorolog Faust nazvao nulti sloj, u proseku u ciklonu manja nego u anticiklonu i da se vazduh neposredno iznad nultog sloja u ciklonu spušta, a u anticiklonu diže.

Dinamički anticiklon. Tipični predstavnici dinamičkih anticiklona su stacionarni anticikloni u suptropskom pojasu. U dinamičkom anticiklonu je tropopauza srazmerno topla, toplija nego u ciklonu koji bi se nalazio na istom mestu pod inače jednakim uslovima. Ta činjenica je još u prošlom veku iznenađivala naučnike, pošto je postojalo mišljenje da samo gušći hladniji vazduh u troposferi može izazvati visok atmosferski pritisak.

U dinamičkom anticiklonu atmosfera je topla zbog opšteg spuštanja i dinamičkog (adijabatskog) zagrevanja vazduha. Spušta se vazduh koji u anticiklon pritiče na visinama iznad prizemne zone trenja, prvenstveno u sloju koji se nalazi neposredno ispod tropopauze, gde se nalazi i nulti sloj.

Danas još nije dovoljno rasvetljena dinamika transporta vazduha na visinama u dinamički anticiklon. Ali, bez sumnje, taj transport je u vezi sa transportom energije u atmosferi kompresionim talasima koji se prostiru, kao što smo videli, brzinom zvuka i izazivaju premeštanje vazduha u pravcu prostiranja talasa. Ti talasi imaju svoj izvor između ostalog u mladim ciklonima koji se produbljavaju i nalaze na raznim mestima u atmosferi.

Zbog trenja vazduh pri tlu izlazi iz anticiklona. Ukoliko na visini ne bi postojao odgovarajući priliv vazduha, anticiklon bi se vrlo brzo rasturio. Zbog pomenutog odlaženja vazduha, u normalnom anticiklonu bi pri tlu vazdušni pritisak opao u jednom jedinom danu za oko 20 mm Hg! Iz ovog primera vidimo da su stacionarni anticikloni uvek vezani za velike transporte vazduha u anticiklon, a koji se vrši na većim visinama i posledica su pojava u najširoj okolini anticiklona.

Termički anticiklon je hladan i ograničen na najniže slojeve atmosfere. Stvara se iznad rashlađenog tla. Najjači termički anticikloni postoje zimi iznad Evrazije sa centrom iznad Sibira, iznad Severne Amerike, a naročito još iznad Antarktika i Grenlanda. Prizemni vazduh u termičkom anticiklonu često je vrlo hladan. U Sibiru, gde su na severnoj polulopti zabeležene najniže temperature, padne temperatura do — 70°C. Na tlu Antarktika koje se nalazi na visini od 3000 m i više temperature su za 10 do 20° niže.

Termički (hladni) anticiklon, iako je pri zemljinom tlu jako izražen, na visini od 2 do 3 km više se ne primećuje. Znači, visok vazdušni pritisak u termičkom anticiklonu je posledica prisustva hladnog vazduha.

Ekstremne vrednosti vazdušnog pritiska pri tlu. Vazdušni pritisak pri tlu je posebno visok u termičkom anticiklonu. Jedna od najvećih do sada zabeleženih vrednosti vazdušnog pritiska reduciranog na površinu mora je 1080 mb (u centru sibirskog anticiklona 23. januara 1900). U tropskim orkanima vazdušni pritisak može se smanjiti ispod 900 mb. U vantropskim ciklonima do sada nije bio zabeležen manji pritisak od 920 mb. U Rejkjaviku na Islandu bio je zabeležen najniži vazdušni pritisak 4. II 1924. i to 924 mb, što je ujedno najniža do sada zapažena vrednost na većim geografskim širinama.

Greben visokog vazdušnog pritiska. U seriji ciklona između dva uzastopna ciklona vazdušni pritisak srazmerno je visok. Takva oblast obično predstavlja samo ogranak nekog većeg anticiklona ili pojas koji vezuje dva anticiklona, npr. azorski sa sibirskim. Takve baričke tvorevine zovu se grebeni vazdušnog pritiska.

Mlazna struja u oblasti frontalnih površina. Godine 1945. američki piloti prilikom svojih operacija iznad Japana upali su na velikim visinama troposfere u vrlo jaku struju vazduha gde su duvali vetrovi brzinom 250 milja na čas. Sa brzim povećanjem broja aeroloških stanica (stanica za merenje viših slojeva atmosfere) posle drugog svetskog rata potvrđeno je postojanje neočekivano jakih vetrova u gornjim slojevima troposfere.

Pojava jakih vetrova u gornjem delu troposfere bila je odmah posle drugog svetskog rata predmet brojnih istraživanja. Pronađeno je da se takvi vetrovi orkanske jačine javljaju u srazmerno uskim, tankim i dugačkim pojasevima sa težištem na visinama od oko 300 mb površine. Skoro redovno se zapaža postojanje takve mlazne struje u oblasti frontalne površine u toplijem vazduhu. Jedan takav primer pokazuje nam sl. 35. Interesantno je da otprilike do matice mlazne struje temperatura uvek brzo opada sa visinom, a da se od te visine naviše ne menja mnogo.

Mlazna struja je složena pojava i do sada je bilo učinjeno više pokušaja da se ona objasni. U svakom slučaju možemo očekivati da je ova pojava, koja podseća na slične mlazne struje u morima, u velikoj meri posledica turbulencije i razlika u vazdušnom pritisku koje nastaju na velikim visinama zbog oslobađanja toplote kondenzacije vode.

3. VREME I KLASIFIKACIJA MESNOG VREMENA I VREMENSKIH STANJA

Vreme i vremenski tipovi. Posmatrajući vreme, tj. trenutno odn. srednje stanje atmosfere iznad ograničene oblasti zemljine površine u jednom trenutku, odnosno u određenom intervalu vremena, brzo možemo primetiti da se razne vrste vremena često ponavljaju.

Vreme je rezultanta raznih zbivanja u atmosferi i zavisi od bezbroj činilaca: od geografskog položaja, od temperature vazduha i podloge, od vlažnosti i vetra, oblačnosti itd. Postoje razni tipovi vremena sa svojim karakterističnim osobinama. Tako je ponekad vreme mirno i vedro, drugi put je oblačno i kišovito, možda pada sneg, možda su oko nas grmljavinske nepogode itd. Vreme je neka realnost, to je realno stanje atmosfere i već zbog toga zaslužuje našu posebnu pažnju.

Ovde nas prvo zanima kakvih sve vrsta mesnog vremena (vremenskih tipova) ima i kakav je karakteristični razvoj vremena pri pojedinim tipovima.

Klasifikacija mesnog vremena. Bilo je učinjeno mnogo pokušaja da se pronađe prirodna, opšte važeća klasifikacija vremenskih tipova (mesnog vremena, vremena na jednom inače ma kom mestu). Tom pitanju posvetili su pažnju mnogi meteorolozi, kao npr. Fjodorov, Alisov, Čubukov, Konček i drugi. Još više nego klasifikaciji tipova vremena (mesnog vremena), bilo je posvećeno mnogo pažnje klasifikaciji

vremenskih stanja iznad veće oblasti, npr. iznad Evrope, iznad Alpa itd. Postoje klasifikacije vremenskih stanja (makrovremena) Baura (Baur), usavršena od dva autora Hes-Brezovski (Hess i Brezowsky) i druge.

Da bismo dobili celovitu sliku o raznim mogućnostima razvoja vremena, navodimo ovde klasifikaciju vremenskih tipova na osnovu koje ćemo kasnije podrobnije opisati pojedine tipove vremena. To je klasifikacija koja je za potrebe naučnih istraživanja bila ranije primenjivana kod nas i razrađena na nekadašnjoj Aerološkoj opservatoriji u Beogradu.

Osnovni tipovi vremena prema ovoj klasifikaciji su sledeći:

1. *anticiklonalni tip* (A),
2. *advektivni tipovi* (D≡ N, NE, E, . . .)
3. *konvektivni tip* (K),
4. *ciklonalni tip* (C).

Anticiklonalni tip (A) predstavlja mirno vreme kada može u nizinama da postoji magla. Inače je vedro. Pri advektivnom tipu vremena (D) nebo je oblačno. Niski ili srednje visoki oblaci, ili jedni i drugi, kreću se iz određenog pravca D. (D=N, NE, . . .) Već prema tome iz kog kvadranta se oblaci kreću govorimo o severnom (N) severoistočnom (NE), istočnom (E) tipu vremena... Vreme je bez padavina ili pak padne najviše 1 mm padavina dnevno (izmereno sutradan ujutru u 7h). Pri konvektivnom tipu vremena (K) javljaju se u toku dana lokalne grmljavinske nepogode. Čuje se najmanje jedan put grmljenje, a ujutru i naveče je mirno i nepadavinsko, obično lepo vreme. Padavinsko mirno vreme predstavlja ciklonalni tip vremena (C).

Međusobne kombinacije navedenih osnovnih tipova vremena daju nam *složene tipove vremena*. Tako je npr. anticiklonalno advektivni tip (AD) vedro ili malo oblačno vreme kada se niski ili srednji oblaci, ili jedni i drugi, kreću iz određenog pravca. Bar u toplim časovima dana pojavljuju se gornji vetrovi i pri tlu. Potpuno vedro vreme sa južnim vetrovima pri tlu u toplim dnevnim časovima je npr. anticiklonalno južnog tipa.

Anticiklonalni tip vremena postoji uglavnom u središnjim delovima anticiklona. Otuda i naziv. Kada idemo iz središnjeg dela jednog anticiklona prema periferiji vreme se menja. U početku je mirno i vedro, ukoliko ne postoji magla. Uskoro se pojave vetrovi pri vremenu koje je na početku još vedro (AD tip), a kasnije oblačno (D). Ako na tom putu naiđemo na susedni ciklon, prilikom daljeg kretanja oblaci postaju sve gušći i uskoro ulazimo u padavinsku zonu sa više ili manje jakim vetrovima (DC). Približavajući se centru ciklona vetrovi se stišavaju i u samom centru, ukoliko ciklon nije vrlo jak, vreme je mirno padavinsko (C).

Prilikom našeg zamišljenog putovanja iz centra anticiklona u centar ciklona mogli smo svuda naići i na grmljavinske nepogode. Ukoliko je to bilo slučaj u oblasti anticiklona u sektoru vetrova, onda je tamo postojao DK ili ADK tip vremena. Kad bi to bilo slučaj u sektoru vetrova u ciklonu, onda bi tamo bilo vreme DK ili CDK tipa.

Vreme jednog te istog tipa zimi je drugčije nego leti, na ovom mestu je drugčije nego na onom, iako u istom mesecu godine itd.

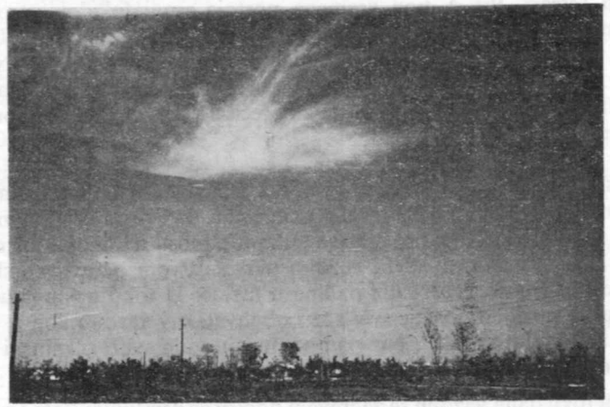
Napominjemo još da i simbol AC ima svoj smisao. AC (anticiklonalno ciklonalni) tip vremena znači, naime, mirno nepadavinsko oblačno vreme kada ne postoje ni uzlazna ni silazna strujanja vazduha na visini oblaka.

Navedenoj klasifikaciji dali smo ovde prednost zbog toga što ona polazi od elemenata od kojih nam svaki predstavlja neko vreme sa svojim *tačno definisanim* najosnovnijim karakteristikama: oblačnost i magla, padavine, vetar i grmljavinska aktivnost. Druge karakteristike — kao što su temperatura, pritisak, vlažnost itd. — u velikoj su meri uslovljene navedenim karakteristikama, tj. time da li je vreme vedro ili oblačno, da li se tokom dana javljaju grmljavinske nepogode, da li je mirno ili pak duva vetar sa ove ili one strane. Tako je npr. pri mirnom i vedrom vremenu kod nas leti danju obično toplo i suvo, a noću hladno i vlažno, vazdušni pritisak je iznad normale itd. Treba napomenuti da se ova klasifikacija može primeniti na bilo koju tačku na zemljinoj kugli.

4. ANTICIKLONALNI TIP VREMENA

Oblaci. Anticiklonalni tip vremena je predstavnik »lepog« vedrog i mirnog vremena. Nebo je ili potpuno vedro ili prekriveno delimično i povremeno oblacima. Od oblaka se zapažaju srazmerno često u toplom delu godine i dana, prvenstveno u oblasti planina, niski oblaci gomilastog oblika (sl. 36) kao i visoki oblaci *cirusi*, fini beli oblaci najraznovrsnijih oblika, sastavljeni od sitnih kristalića leda (sl. 74). To su »*cirusi lepog vremena*«.

Anticiklonalni tip vremena je karakteristično vreme za anticiklon. Tu niski oblaci uglavnom ne postoje i to zbog opšteg spuštanja i dinamičkog zagrevanja vazduha u većem delu troposfere. U oblasti uzlaznih strujanja iznad nultog sloja (IV. 2) stvaraju se i zadržavaju pomenuti cirusi.

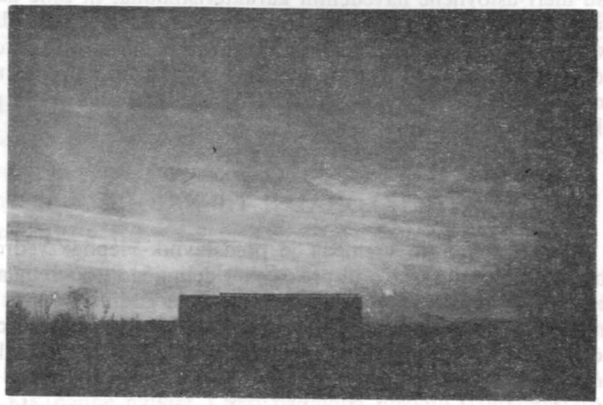


Sl. 74. Pojava cirusa pri anticiklonalnom tipu vremena.

Cirusi su oblaci gornjeg dela troposfere i u proseku leže leti više nego zimi. Prema poreklu, sem opisanih, postoje i druge vrste cirusa. Neki od njih su odraz uzlaznih strujanja u oblačnim sistemima ciklona.

Cikloni se obično kreću sa zapada prema istoku. Zbog toga se za vreme približavanja ciklona pri A tipu vremena obično primećuje na zapadnom horizontu koncentracija cirusa. Ako se takvog dana i vazdušni pritisak smanjuje, onda možemo sa velikom verovatnoćom očekivati već sledećeg dana južne vetrove, koji će uskoro doneti i padavine.

Sl. 75 prikazuje nam dan sa cirusima na zapadnom horizontu Beograda pri A tipu vremena. To je bio miran, skoro potpuno vedar dan i već noću je počeo da duva jugoistočni vetar koji je postajao sve jači i posle jednog dana doneo srazmerno jake padavine.



Sl. 75. Cirusi na zapadnom horizontu kao znak pogoršanja vremena. Beograd, 4. 11. 1960, 16 SEV.

Lokalni vetrovi. Pri A tipu vremena postoje razni lokalni vetrovi, tj. takvi koji se tokom dana menjaju i po pravcu i po jačini. Govorimo o *daniku* i *noćniku*, o dolinskom i planinskom vetru u oblasti planina, kao i o vetru s mora i vetru s kraja na primorju. Takvi vetrovi koji su posledica nejednakog zagrevanja i hlađenja zemljine podloge od posebnog su značaja za prečišćavanje vazduha, za provetravanje gradova i industrijskih naselja.

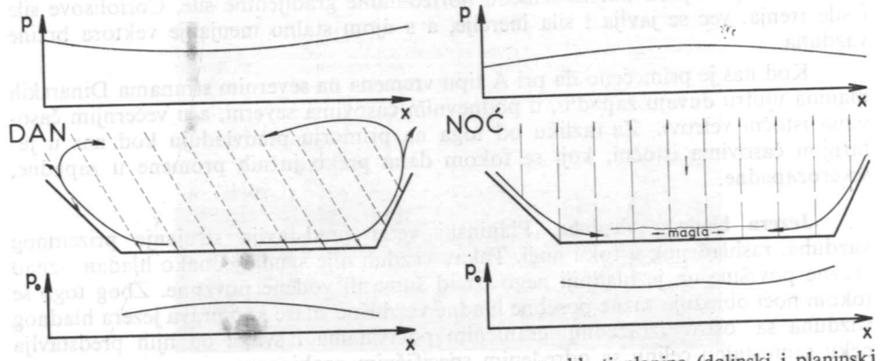
Planinski i dolinski vetar. Već pre zalaska Sunca na osojnim stranama planina, tj. na stranama zaklonjenim od Sunca, vazduh se u dodiru sa zemljinim tlom ispod vedrog neba brzo hladi. Time postaje sve gušći u odnosu na okolni još nerashlađeni vazduh, što znači da se rashlađeni vazduh pod dejstvom pojavljene slobodne sile potiska usmerene naniže spušta niz padine u nizine. U toku nastupajuće noći hlađenje prizemnog vazduha postaje sve jače i obuhvati sav vazduh koji je u neposrednom dodiru sa zemljinim tlom. Niz padine duvaju tada sveži planinski vetrovi i to sve do jutarnjih ili prvih prepodnevnih časova sledećeg dana.

Slično u toku dana vazduh se zagreva u dodiru sa zemljinim tlom i pod dejstvom slobodne sile potiska, koja je tada usmerena naviše (II. 7, $T' < T$), penje se u vidu dolinskih vetrova uz zagrejane padine planina i raznih uzvišenja. Dolinski vetrovi naročito su lepo izraženi na podesnim prisojnim padinama velikih planinskih masiva.

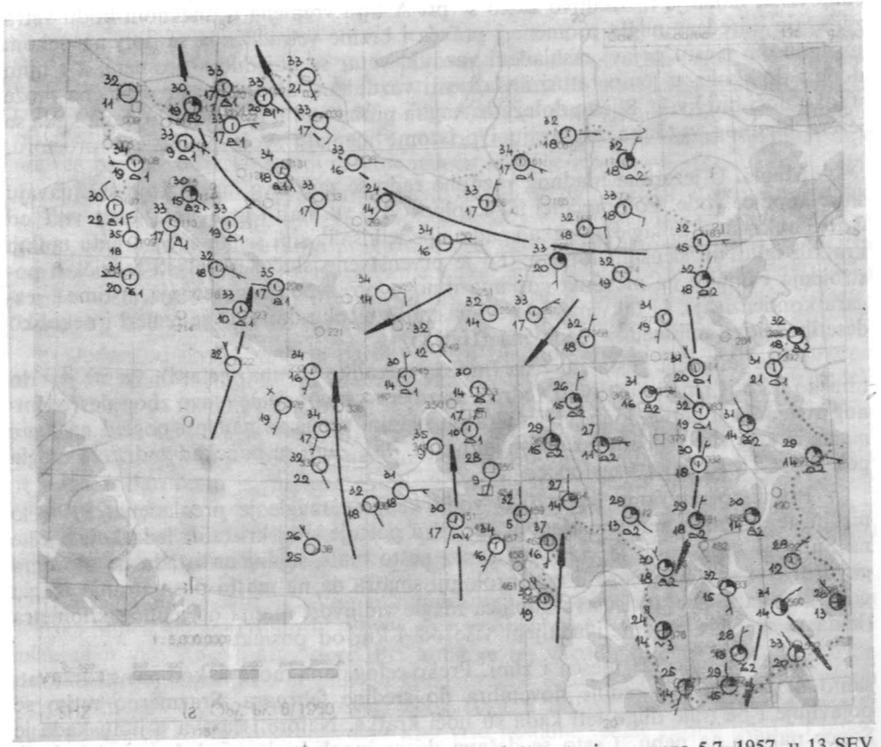
Prikaz cirkulacije vazduha u oblasti planina u toku jednog letnjeg dana pri A tipu vremena prikazuje nam sl. 76.

Dnevna cirkulacija vazduha izazvana leti dnevnim zagrevanjem i noćnim hlađenjem velikih planinskih masiva, kao što su npr. Alpi i Dinarske planine, obuhvata i veliki prostor oko planina. Uticaj Alpi oseća se npr. do rastojanja od 300 km. Tako u zapadnom delu Jugoslavije pri A tipu vremena preovlađuju jugozapadni

vetrovi (sl. 77). Zbog planina Balkanskog poluostrva, u Beogradu preovlađuju u toku noći i u prvim jutarnjim časovima u toplim mesecima pri A tipu vremena vetrovi iz južnog, a popodne iz severnog kvadranta.



Sl. 76. Lokalni vetrovi pri anticiklonalnom tipu vremena u oblasti planina (dolinski i planinski vetar).



Sl. 77. Polje vetra u Jugoslaviji pri letnjem anticklonalnom stanju vremena 5.7. 1957. u 13 SEV.

Okretanje vetra sa Suncem. Dnevni hod vetra pri A tipu vremena prati još jedna karakteristična pojava: u toplom delu dana stalno se menja pravac vetra i to tako da vetar uvek duva približno prema Suncu, odnosno iz pravca gde se približno nalazi Sunce. To je posledica stalnog menjanja horizontalnog gradijenta pritiska, tako da ne postoji ravnoteža između horizontalne gradijentne sile, Coriolisove sile i sile trenja, već se javlja i sila inercije, a s njom stalno menjanje vektora brzine vazduha.

Kod nas je primećeno da pri A tipu vremena na severnim stranama Dinarskih planina ujutru duvaju zapadni, u podnevnim časovima severni, a u večernjim časovima istočni vetrovi. Za razliku od toga na primorju preovlađuju kod nas u jutarnjim časovima istočni, koji se tokom dana preko južnih promene u zapadne, severozapadne.

Jezera hladnog vazduha. Planinski vetar predstavlja strujanje prizemnog vazduha, rashlađenog u toku noći. Takav vazduh nije svuda jednako hladan: iznad snežne površine on je hladniji nego iznad šume ili vodene površine. Zbog toga se tokom noći obrazuju razne posebne hladne vazdušne mase kao prava jezera hladnog vazduha sa oštro izraženim graničnim površinama i svaka od njih predstavlja neku samostalnu celinu sa određenim specifičnim osobinama.

Diskontinuiteti u dnevnom hodu vetra. Posmatrajući hlađenje vazduha sa tog stanovišta, nama je razumljivo zašto se pri A tipu vremena u dnevnom hodu vetra zapažaju određene nagle promene i pravca i brzine vetra. Kada se npr. na nekom uzdignutom mestu pojavi rashlađeni vazduh, vetar se odjednom promeni, a s njim dođe i do skoka u temperaturi i vlažnosti vazduha. Takvih naglih promena može u toku noći biti i više. Slično dolazi do naglih promena i u toplom delu dana kada se jezera hladnog vazduha zagrevaju i pri tome menjaju svoje položaje u prostoru.

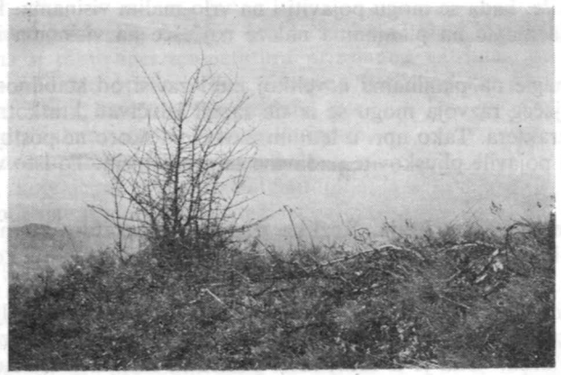
Magla. U jezerima hladnog vazduha rado se zadržava magla koju sačinjavaju sitne kapljice vode. Poluprečnici tih kapljica vrlo su mali i uglavnom nisu veći od 2 do 3 mikrona. Iz magle ponekad pada sipeća kiša ili sipi sistan sneg u vidu tankih kratkih iglica ili sićušnih loptica. To je prvenstveno slučaj u oblasti fabričkih postrojenja i uopšte na mestima gde ima mnogo proizvoda sagorevanja, a time i jezgara kondenzacije. U takvim slučajevima može u toku dana da se izmeri i nekoliko desetih delova milimetara padavina (II. 11).

Kada je magla gusta i debela (možda nekoliko stotina metara), vreme je vrlo tmurno iako je iznad nje divno vedro i srazmerno suvo vreme (suvo zbog descedentnog strujanja u anticiklonu). Izletniku na planini pruža se najlepši pogled na *more magle* iz kog vire pojedini vrhovi planina (sl. 78). Zimi se ponekad zadržava magla pet, deset i više dana uzastopce.

Pri temperaturama ispod 0°C voda kapljica magle je prehlađena. Pri vrlo niskim temperaturama u zasićenom vazduhu postoje sitni kristalići leda koji bleste na Suncu i zbog kojih je vidljivost samo nešto malo smanjena i tada ne možemo govoriti o magli. Danas se u meteorologiji smatra da na mestu posmatranja magla postoji kada je zbog prisustva kapljica magle vidljivost manja od jednog kilometra (kada se ne vide predmeti udaljeni više od 1 km od posmatrača).

Magla je najčešća ujesen i zimi. Preko celog dana može se kod nas zadržavati samo u periodu od sredine novembra do sredine februara. Srazmerno retko se pojavljuje i ne traje dugo leti kada su noći kratke. Najpre isčezava u junu kada je Sunce najviše na nebu. Često se dešava da se magla pojavi zajedno sa izlaskom

Sunca, dakle posle temperaturskog minimuma. Ova pojava objašnjava se stvaranjem vrlo higroskopskog vodonikperoksida (H_2O_2) pod dejstvom ultraljubičastog sunčevog zračenja.



Sl. 78. More magle u dolini Morave. Slikano sa Rudnika (P. Gburčik).

U danima sa maglom zemljište je često vlažno i drveće potpuno mokro, tako da sa grana i lišća padaju krupne kapi vode. Pri temperaturi ispod 0°C kapljice magle se smrzavaju pri dodiru sa raznim predmetima na zemlji i na granama drveća i drugim predmetima stvarajući *inje*. Ima raznih vrsta inja, što zavisi prvenstveno od gustine magle, dimenzija kapljica, od temperature i strujanja vazduha. Inje »raste« prema vetru, ka strani sa koje naleću kapljice magle.

Pre nego što iščezne, magla se obično odvoji od tla i pretvori u »visoku maglu«, u bezobličan oblak *stratus*. Magla se uništava za vreme dnevnog zagrevanja kako sa donje strane (zbog zagrevanja preko podloge kapljice magle isparavaju), tako i sa gornje strane (zagrevanje i isparavanje zbog apsorpcije sunčevog zračenja). Sloj magle postaje sve tanji i najzad se grupiše u okrugle pojedinačne oblake (*stratokumulus*), koji obično brzo (za četvrt do pola sata) iščezne.

Jedan od izvora vodene pare u jezeru hladnog vazduha je često srazmerno topao i vlažan vazduh iznad hladnog vazduha. Ukoliko taj gornji vazduh sadrži u poređenju sa hladnim vazduhom u jezeru srazmerno velike količine vodene pare, vodena para difudira iz viših u niže slojeve, što može dovesti do stvaranja magle ili do pojačanja već postojeće magle uz postepen porast temperature. Jačanje magle iz dana u dan često je, prema tome, svedok da se na visini vrši transport toplog vlažnog vazduha. Suprotno tome prodor suvog vazduha na visini odražava se u nizini na taj način što magla oslabi ili, pak, što se, zbog pojačanog izračivanja, smanji temperatura prizemnog vazduha. Pojave ove vrste nisu dovoljno proučene.

Magle na planinama. Već u ranim prepodnevnim časovima, ubrzo posle izlaska Sunca, počinju dolinski vetrovi da prenose vlažan prizemni vazduh uz padine planina u više slojeve atmosfere. Pri tome se taj vazduh dinamički hladi, što na određenim visinama lako dovodi do kondenzacije vodene pare, do stvaranja magle po planinama. Preko dana postoje zbog toga u oblasti planina često pomenuti kumulusi, koji za izletnika izgledaju kao vrlo nestalne magle raznih oblika i intenziteta.

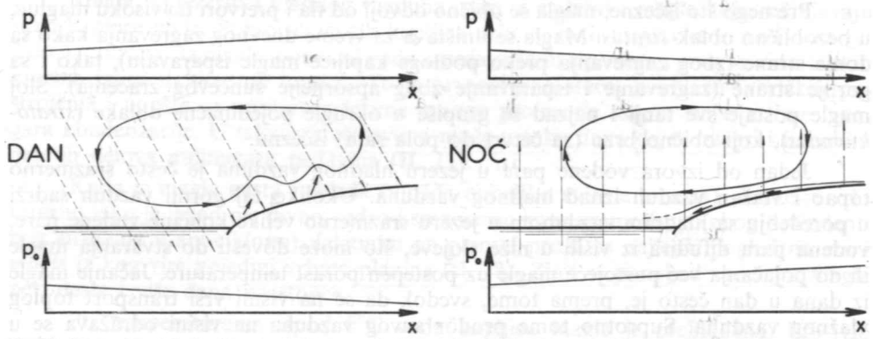
Visina na kojoj se nalaze magle na planinama u toku prepodneva se povećava, i u toku nekoliko časova poveća se obično za nekoliko stotina metara (Ferelova formula, II. 7). Kada je vreme suvo, magle se nalaze na većim visinama nego u danima posle kiše, kada se mogu pojaviti i na vrlo malim visinama. Kod nas se pri A tipu vremena magle na planinama nalaze najčešće na visinama između 2000 i 2500 m.

Razvoj magle na planinama u velikoj meri zavisi od stabilnosti atmosfere i već kod malo jačeg razvoja mogu se iz tih magli izlučivati kratkotrajne padavine pljuskovitog karaktera. Tako npr. u letnjim mesecima skoro ne postoji dan kada se u Alpima ne bi pojavile pljuskovite padavine sa grmljenjem. To isto važi i za Jugoslaviju.

Vetar s mora i vetar s kraja. Razlika između temperature kopna i mora ima za posledicu lokalnu cirkulaciju vazduha duž obale, na koju u velikoj meri utiče i sila devijacije.

Dnevna cirkulacija vazduha na obali može biti samo delom uslovljena padanjem rashlađenog vazduha noću sa obale na more i dizanjem zagrejanog vazduha danju uz padine okolnih brda. Ona je u većoj meri posledica razlika u vazdušnom pritisku koje postoje u normalnom pravcu na obalu zbog nejednakog zagrevanja i hlađenja kopna i mora u toku dana i noći. Tako u saglasnosti sa barometarskom visinskom formulom, izobarske površine na visini leže noću iznad rashlađenog kontinenta nešto niže, a danju iznad zagrejanog kontinenta nešto više nego iznad mora, kome se tokom dana temperatura vrlo malo menja.

Iz navedenih uzroka u danima sa A tipom vremena nagib izobarskih površina stalno se menja. Time se menja i horizontalni gradijent vazdušnog pritiska, što uslovljava na visini odgovarajući transport vazduha u toku noći sa mora na kontinent, a u toku dana na suprotnu stranu (sl. 79). Na taj način je vazdušni pritisak pri



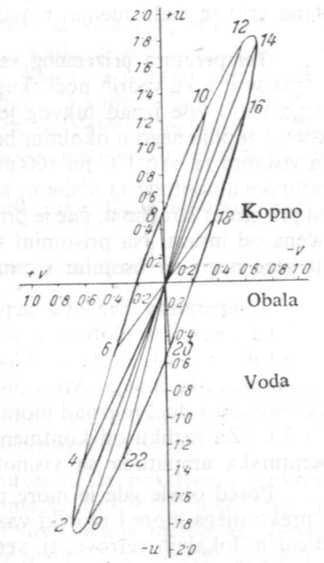
Sl. 79. Dnevna cirkulacija vazduha na obali pri anticiklonalnom tipu vremena (vetar s mora i vetar s kraja).

tlu iznad kontinenta u toku noći veći, a u toku dana manji nego iznad mora, i pri tlu duva danju vetar sa mora na kontinent (vetar s mora), a noću sa kontinenta na more (vetar s kraja). Na našem primorju danik se zove *maestral*, a noćnik *burin*.

Na opisano strujanje vazduha utiče i sila devijacije, tako da uglavnom danik i noćnik ne duvaju normalno na obalu u pravcu horizontalnog gradijenta vazdušnog pritiska, već sa ovim zaklapaju ugao koji se tokom dana menja. Svakako zbog brojnih ostrva, brda i raščlanjenosti obale postoje i velika skretanja od glavnog

pravca strujanja vazduha. I ovde se lepo primećuje da vetar sledi Sunce. To vidimo i na slici 80, koja prikazuje jedno teorijsko rešenje dnevnog hoda vetra na ravnoj obali pri A tipu vremena (Defant, 1956).

Temperatura prizemnog vazduha iznad ravnice a) **Dani bez magle.** Pri vedrom A tipu vremena u toku noći temperatura prizemnog vazduha, prvenstveno zbog hlađenja preko podloge opada. Zbog difuznog sunčevog zračenja, koje se javlja već pre izlaska Sunca, temperatura vazduha dostiže svoj dnevni minimum nešto pre izlaska Sunca. I zagrevanje vazduha preko dana vrši se uglavnom preko podloge, koja je oko 13 časova najtoplija. Tada je dovođenje toplote površinskom sloju zemljinog tla jednako odvođenju toplote iz tog sloja. Dovođenje se vrši *insolacijom* (zračenjem Sunca) i kontrazračenjem, a toplota se odvodi delom u dublje hladnije slojeve zemljišta toplotnom provodljivošću, delom u atmosferu turbulencijom i toplotnom provodljivošću, a delom i zračenjem (prvenstveno dugotalasnim) u atmosferu kao i u vasionski prostor.



Sl. 80. Periodično menjanje vetra u oblasti obale koja se prostire pravolinijski kada su horizontalni gradijenti pritiska samo posledica dnevnog zagrevanja i hlađenja (prema F. Defantu, Archiv für Meteorologie und Bioklimatologie, A, 1950).

Dnevni maksimum temperature vazduha na visini od 2 m iznad tla (u termometarskom zaklonu, gde su smešteni termometri za merenje temperature vazduha na meteorološkim stanicama) javlja se zbog srazmerno sporog prenošenja toplote iz podloge u vazduh, prilično kasnije, obično između 14 i 15 časova. Zakašnjavanje dnevnog maksimuma sa visinom u velikoj meri zavisi od turbulencije. Što je vazduh mirniji, tim je zakašnjenje veće. Slično se dnevni maksimum javlja u zemljištu, nezavisno od toga koliki je bio porast temperature (!), tim kasnije što je dubina veća. Ovo zakašnjenje zavisi svakako i od vrste zemljišta. U peščanom tlu npr. dnevni maksimum kao i dnevni minimum javlja se na dubini od 1 m tek posle dvadeset četiri časa od trenutka kada se javio na površini.

Uticaj kontrazračenja (III. 2) na temperaturu prizemnog vazduha je veliki. On je tim veći, što vazduh sadrži više vodene pare. Zbog toga su u proleće, kada je vazduh srazmerno suv, *dnevne temperaturske amplitude* vazduha (razlika između dnevne maksimalne i dnevne minimalne temperature) veće nego ujesen. Iz istog uzroka su, pod inače jednakim uslovima, dnevne temperaturske amplitude u suvim oblastima veće nego u vlažnim. Kod nas se one pri vedrom A tipu vremena kreću uglavnom između 15 i 20°C. U Makedoniji su nešto veće.

Dnevna temperaturska amplituda vazduha zavisi i od vrste podloge. Iznad peščanog i stenovitog tla ona je veća nego iznad polja i šuma. Ona zavisi i od dužine trajanja dana. U polarnim oblastima za vreme letnjeg dana i zimske polarne noći dnevne temperaturske amplitude su neznatne, a u tropskim predelima, gde u podnevnim časovima Sunce stoji visoko na nebu i gde je dan uvek približno jednako dug kao noć, one su velike.

U toku dana temperatura se jače menja u kotlinama i na prisojnim stranama planina nego na izolovanim vrhovima planina i na osojnim stranama planina.

b) **Dani sa maglom.** Kada se u toku vedre noći prizemni vazduh toliko ohladi da se pojavi magla, zbog oslobađanja toplote kondenzacije, hlađenje vazduha bitno je usporeno (II.7). Iz sličnih razloga prilikom stvaranja rose i slane hlađenje zemljine podloge, a time i prizemnog vazduha, je smanjeno. U najhladnijim mesecima godine, kada u nizinama preko celog dana leži gusta magla, temperatura vazduha u toku dana vrlo se malo menja, najviše za nekoliko desetih delova stepena.

Temperatura prizemnog vazduha u brdovitim i planinskim predelima. U kotlinama se u toku vedrih noći skuplja hladan vazduh i tamo je za više stepeni hladnije nego malo više iznad takvog jezera hladnog vazduha. Suprotno tome, danju je u kotlini toplije nego u okolnim brdima (zbog termičke konvekcije temperatura opada sa visinom za oko 1°C na 100 m, II.7). Iz navedenog proizilazi da se dnevne temperaturske amplitude sa visinom smanjuju. Vinova loza dobro uspeva na brežuljcima na prisojnim stranama, gde je priliv sunčeve energije najjači i gde je u velikoj meri zaštićena od mraza. Na prisojnim stranama brda dnevne srednje temperature vazduha su veće nego na osojnim stranama.

Temperatura vazduha neposredno iznad mora i jezera. Voda propušta velike količine energije toplotnog zračenja. Na pučini se zbog toga, kao i zbog mešanja vode tokom dana, zagreva i hladi debeo sloj mora i preko dana temperatura mora se praktično ne menja. Ali, i pored toga dnevna temperaturska amplituda vazduha na visini od 1 do 2 m iznad mora u toku dana se na umerenim širinama kreće između 1 i 3°C. Za razliku od kontinenta neposredno iznad morske površine dnevna temperaturska amplituda sa visinom raste.

Pored obale gde je more plitko u toku dana se zagreva i hladi morsko dno, a preko njega more i morski vazduh. Dnevni hod temperature je tamo pod velikim uticajem lokalnih vetrova, tj. vetra s mora i vetra s kraja.

Slično kao mora i jezera utiču na temperaturu prizemnog vazduha. Naročito je njihov uticaj veliki kada su jezera velika i duboka. Kod nas je npr. uticaj Ohridskog jezera na temperaturu vazduha jako izražen. Temperaturske amplitude su dosta manje nego u okolini.

O tome kako se hlade mora i jezera govorili smo ranije (II. 4).

Uticaj snežnog pokrivača na temperaturu vazduha — a) Suvi sneg. Vrlo je veliki uticaj snežnog pokrivača na temperaturu vazduha. Od kristalića suvog belog snežnog pokrivača svetlosni sunčevi zraci skoro u potpunosti se odbijaju tako da se »na Suncu« svež suvi sneg ne topi ili se pak topi srazmerno vrlo malo. Jače se topi samo u blizini tamnih predmeta: grana drveća, ivica krovova, biljki koje vire kroz snežni pokrivač itd.

Sneg se preko dana ponaša kao potpuno belo telo: na nejednako raspoređenim bezbrojnim kristalićima leda svetlosni zraci se odbijaju na sve strane. Za razliku od toga, u pogledu tamnog zračenja sneg se noću ponaša kao potpuno crno telo. Tada izračuje (emituje) kroz rastresitu površinu u najvećoj meri svoju toplotnu energiju. Kao takav snežni pokrivač, koji je ujedno i neobično slab provodnik toplote, jako se hladi u toku vedre mirne noći, a s njim i prizemni vazduh. Možemo napomenuti da se u snežnom pokrivaču, koji između šupljina sadrži mnogo vazduha, vrlo slabog provodnika toplote, zahlađenje približno dva puta sporije prenosi u dubine nego u preščanom tlu.

Snežni pokrivač štiti biljke od mraza. Iz unutrašnjosti Zemlje postoji stalni priliv toplote i na samoj površini zemljinog tla ispod debelog snežnog pokrivača je kod nas, ukoliko hladni dani ne traju suviše dugo, temperatura 0°C i sneg se topi, iako je možda jednovremeno na gornjoj površini pokrivača temperatura —10°C i niža. Drugčije je svakako na velikim geografskim širinama, gde su zimi noći duge i zemljište smrznuto do velikih dubina. Tako je npr. u jednoj bušotini na Antarktiku na dubini od 300 m izmerena temperatura —28°C (na takvoj dubini se temperatura iz meseca u mesec i iz godine u godinu praktično ništa ne menja)!

Najniže noćne temperature postoje iz navedenih uzroka kod nas obično u danima kada je tlo pokriveno snežnim pokrivačem. Kada je vedro uveče počinje naglo hlađenje površine snega i prizemnog vazduha. Ako živa u termometru »padne« ispod —9°C, sneg počinje da »škripi«: kad hodamo po njemu čuje se metalni zvuk. Najniže temperature kod nas bile su zabeležene na Velikom polju ispod Bjelašnice (ispod —40°C). Na nesreću, baš je jedne takve noći preko ovog polja za vreme drugog svetskog rata vodio put borce narodnooslobodilačkog rata, izgladnele i bose. Da se kolona kretala samo nešto malo iznad polja, iznad lokalnog jezera hladnog vazduha, brojni ljudski životi bili bi spaseni.

Pri niskim temperaturama iznad snežnog pokrivača magla od prehlađenih kapljica ne može postojati. Najveći mogući pritisak vodene pare iznad površine snega jednak je naime pritisku zasićene vodene pare u odnosu na led, a on je manji od pritiska zasićene vodene pare u odnosu na vodu.

b) Vlažan sneg. Za vreme topljenja, sneg oduzima toplotu iz okolnog vazduha (80 kcal po kg) i temperatura prizemnog vazduha približava se temperaturi snega. Taj vazduh je hladniji nego što bi bio u odsustvu snežnog pokrivača.

Takvih dana obično leži u rashlađenom vazduhu iznad tla, pokrivenog mokrim snegom, magla ili niski stratus. Neposredno iznad magle, odn. oblačnog sloja, tj. iznad temperaturske inverzije, srazmerno je toplo i suvo. Kada ujesen na planini padne sneg, planina se često uvije u maglu koja prekrije mokri snežni pokrivač. Ukoliko se razvedri, magla uveče kada temperatura padne ispod 0°C iz gore navedenih uzroka i zbog padanja rashlađenog vazduha iščezne.

Menjanje temperature vazduha sa visinom u prizemnom sloju vazduha. Pri A tipu vremena u donjem više stotina metara debelom sloju termičke konvekcije u toku dana temperatura vazduha sa visinom opada, kao što smo videli, uglavnom za nešto više nego za 1°C/100 m (II. 7). To, svakako, ne važi za sasvim tanak, nekoliko decimetara debeo prizemni sloj vazduha, gde je vazduh vrlo nemiran i stalno prenosi toplotu sa zemljine podloge u više slojeve atmosfere. U tom sloju temperatura u proseku vrlo brzo opada sa visinom: za nekoliko Celzijusovih stepeni na metar.

Suprotno tome, u toku noći u jezeru hladnog vazduha, sem u tankom prizemnom sloju vazduha, temperatura sporo opada sa visinom i u prelaznom sloju, koji deli jezero od gornjeg nerashlađenog vazduha, sa visinom raste (temperaturska inverzija). U pomenutom prizemnom sloju, zbog hlađenja preko podloge, temperatura sa visinom raste i često je npr. minimalna dnevna temperatura vazduha neposredno iznad tla za nekoliko stepeni manja nego na visini od 2 m u termometarskom zaklonu.

Iznad sloja termičke konvekcije iznad visine od oko 1000 m temperatura se u slobodnoj atmosferi u toku dana vrlo malo menja. Dnevne promene temperature na tim visinama su posledica zračenja i iznose najviše nekoliko desetih delova stepena.

Neposredno iznad sloja konvekcije temperatura srazmerno sporo opada sa visinom ili čak raste (inverzija subsidencije, II. 7), a na većim srazmerno brzo (u proseku za 0,7 do 0,8°C/100 m).

Glavne promene temperature u toku dana vrše se, prema izloženom, u prizemnom sloju konvekcije. U tom sloju se dnevna temperaturska amplituda sa visinom smanjuje i na vrhu iznosi svega nekoliko desetih delova Celzijusovih stepeni.

Zbog zagrevanja preko podloge i adijabatskog hlađenja vazduha prilikom dizanja (za 1°C na 100 m visinske razlike), odmah posle izlaska Sunca nastaje neposredno iznad zemljine podloge adijabatski sloj (II. 7) čija se debljina sa zagrevanjem prizemnog vazduha povećava. Uskoro počinje narušavanje gornje inverzije i odjednom, ukoliko je zagrevanje dovoljno jako (što u hladnom delu godine često nije slučaj), ona iščezne. Tada počinje zagrevanje i viših slojeva atmosfere, što ima za posledicu usporenje porasta temperature pri tlu.

Slično se u hladnom delu dana atmosfera hladi odozdo, sve dok se u jutarnjim časovima, ukoliko nije došlo do promene stanja vremena, ne uspostavi približno jednako stanje kao što je bilo 24 časa ranije.

Vlažnost vazduha. Pri A tipu vremena apsolutna vlažnost se ne menja mnogo u toku dana. Zbog kondenzacije vodene pare u vidu rose ili slane i magle, ona je u noćnim časovima nešto manja. Drukčije je sa relativnom vlažnošću, koja ima vrlo lepo izražen dnevni hod, približno suprotan dnevnom hodu temperature (str. II. 5).

Rosa i slana. U vedrim noćima bez magle pri A tipu vremena obično se stvara rosa ili slana. Rosa i slana predstavljaju vrstu padavina koje se pojavljuju na raznim predmetima, a prvenstveno na snegu, na travi i lišću drveća, gde je hlađenje najjače. Ti predmeti su zbog izračivanja hladniji od vazduha i, ukoliko im je temperatura manja od tačke rose susednog vazduha, na njima dolazi do kondenzacije vodene pare.

Rosa je od vanrednog značaja za rast biljki i može za duži period vremena zameniti kišu. U suvim (aridnim) oblastima, gde ima vrlo malo kiše, rosa je od posebnog značaja za poljoprivredu. Tako je u raznim oblastima (npr. u Izraelu) organizovana posebna služba merenja količine vode od rose.

Stanje tla. Pri A tipu vremena tlo može biti pri prividno jednakim uslovima suvo ili mokro. Tako je npr. zimi ponekada pokriveno tankom, često vrlo klizavom ledenom prevlakom — *poledicom*, iako je temperatura vazduha možda veća od 0°C. Takva poledica nastaje posle perioda hladnih dana kada naglo otopli, a tlo je još hladno, smrznuto, sa temperaturom koja je manja od tačke rose prizemnog vazduha.

Pod navedenim uslovima vrši se kondenzacija vodene pare na tlu i stvara se i jača poledica. Ako je temperatura tla veća od 0°C, tlo je mokro i ne može se osušiti iako je relativna vlažnost vazduha možda srazmerno mala. Ponekad ovakvo vreme traje nekoliko dana uzastopce.

Tlo je suvo u danima kada je njegova temperatura veća od tačke rose prizemnog vazduha. To se dešava i u danima sa maglom, npr. kada se magla pojavi zajedno sa prodorom hladnog vazduha izvršenim posle više uzastopnih toplih dana.

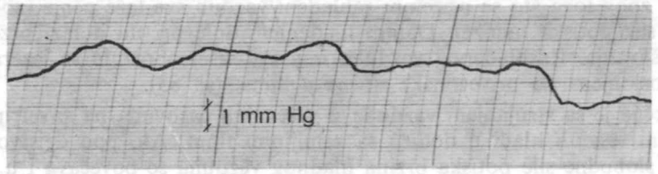
Vazdušni pritisak je pri A tipu obično veći od normalnog (srednjeg). To je razumljivo, pošto vreme te vrste postoji najčešće u oblasti anticiklona gde je vazdušni pritisak veći nego u okolini. U hladnoj polovini godine, kada je iznad kontinenta hladnije nego iznad mora, kod nas je vazdušni pritisak u proseku pri A tipu vremena veći nego u toploj polovini godine.

U pogledu toga kako se pri A tipu menja vazdušni pritisak u toku dana postoje razne mogućnosti. Ali, na manjim geografskim širinama, u tropima, gde je vreme vrlo postojano, vazdušni pritisak se menja neobično pravilno. Za razliku od temperature, vazdušni pritisak ima tamo dva maksimuma (oko 10 i 22 časova po lokalnom vremenu) i dva minimuma (oko 4 i 16 časova po lokalnom vremenu). I maksimum i minimum jednakog su intenziteta. Ova pojava već odavno je probudila interesovanje fizičara i meteorologa i činjeni su razni pokušaji da se ona objasni. Danas još ne postoji zadovoljavajuće objašnjenje.

Dnevni hod vazdušnog pritiska u tropima podseća na plimu i oseku mora, na periodično menjanje visine morske površine pod uticajem Meseca. Ipak te dve pojave nemaju ničeg zajedničkog. Dnevni hod vazdušnog pritiska ravna se prema Suncu, a plima i oseka uglavnom prema Mesecu.

Na osnovu vrlo velikog broja podataka o vazdušnom pritisku u Berlinu, nemački geofizičar Bartels je pokazao da i u atmosferi postoji plima i oseka, dakle uticaj mesečeve i sunčeve gravitacije na atmosferski pritisak pri tlu. Ali, s obzirom na činjenicu da je masa atmosfere u poređenju sa masom okeana neznatna, i taj uticaj je neznatan. On prouzrokuje kolebanja od svega nekoliko stotih delova milibara.

I na našim širinama primećuje se potpuno sličan dnevni hod vazdušnog pritiska kao u tropima, ali samo u danima kada su razni neperiodski uticaji na polje pritiska mali ili kad je pak reč o srednjim vrednostima dužeg perioda (npr. za mesec dana). Sem na onim mestima koja su pod jakim uticajima dnevne cirkulacije vazduha, i ovde se maksimum i minimum pritiska pojavljuju približno u istim terminima kao u tropima. Stvarni izgled dnevnog hoda pritiska pri A tipu vremena u velikoj meri zavisi od geografskog položaja mesta. Dnevne amplitude su na većim širinama uglavnom manje i hod manje pravilan nego na malim geografskim širinama. Sa geografskom širinom dnevna amplituda srednjeg vazdušnog pritiska se smanjuje i u polarnim oblastima taj pravilan hod se više ne oseća. Ovde navodimo jedan primer dnevnog hoda vazdušnog pritiska pri A tipu vremena u Beogradu (sl. 81).



Sl. 81. Periodično menjanje vazdušnog pritiska u Beogradu u danima 28, 29 i 30. 11. 1971. pri anticiklonalnom tipu vremena.

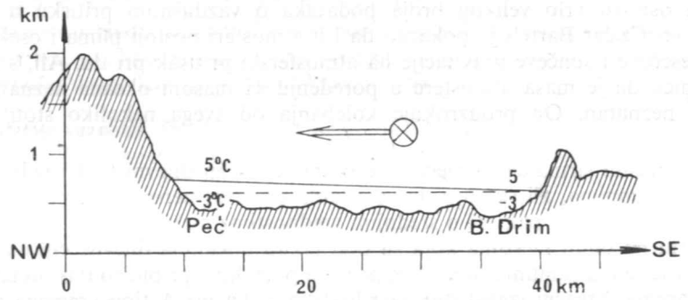
Pri A tipu vremena u srednjem dnevnom hodu vazdušnog pritiska dolaze do vidnog izražaja razni lokalni uticaji. Tako npr. u kotlinama zbog skupljanja hladnog vazduha noćni minimumi često ne postoje.

Sve navedeno odnosi se na prizemni vazduh. Drugačije je to na većim visinama gde je srednji dnevni hod vazdušnog pritiska sličan dnevnom hodu temperature: maksimum danju i minimum noću. Kao što smo videli ranije, to je posledica dizanja i spuštanja izobarskih površina u toku dana, zbog zagrevanja i hlađenja atmosfere.

5. ADVEKTIVNI TIP VREMENA

Anticiklonalni tip vremena često prelazi u anticiklonalno advektivni (AD) ili advektivni (D) tip vremena. Pojave se vetrovi, a možda i oblaci koji tokom vremena prekriju nebo.

Jezera hladnog vazduha. Slično kao pri A tipu, pri AD i pri D tipu vremena leže noću po kotlinama i nizijama ponekada vrlo lepo izražena jezera hladnog vazduha. Za razliku od ranijeg, gornje granice takvih jezera nisu horizontalne, već su nagnute, i to na onu stranu gde je na visini vazdušni pritisak veći (sl. 82). To je posledica uvlačenja hladnog, srazmerno mirnog vazduha, od strane visinske depresije vazdušnog pritiska (sl. 45, slučaj 2 b).



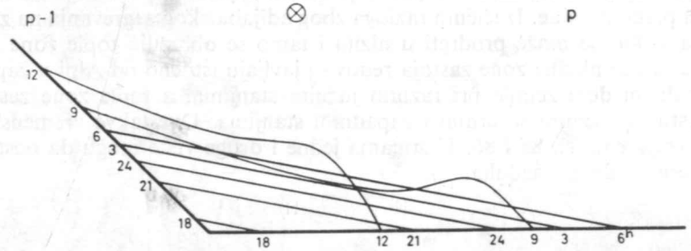
Sl. 82. Vertikalni presek u pravcu SE-NW kroz jezero hladnog vazduha sa nagnutom graničnom površinom u Metohiji (24. 1. 1957, 13 SEV. Vreme u Jugoslaviji i na širem području prikazano na sl. 66. i 85.

U toploj polovini godine jezera hladnog vazduha počinju da se obrazuju u kasnim popodnevnim časovima. Tada na privetrinskim stranama planina vetrovi slabe i to zbog toga što se prizemni rahlađeni vazduh sve teže penje (zbog dejstva slobodne sile potiska naniže). Daljim hlađenjem dole pri tlu dolazi brzo do potpunog stišavanja. Rashlađenog vazduha ima sve više, obrazuju se jezera hladnog vazduha oslonjena na privetrinske strane planina. (sl. 83).

Dukčije je sa strujanjem vazduha u večernjim časovima na zavetrini. I tamo se prizemni vazduh hladi u dodiru sa zemljinim tlom. Ali, pod dejstvom nadole usmerene slobodne sile potiska brzina hladnog vazduha se povećava i u večernjim časovima mogu se na zavetrini planina očekivati pojačani vetrovi.

Koliki može biti nagib gornje granične površine jezera hladnog vazduha, računali smo ranije (II. 12). Pri razlici u temperaturi od 5° između nerashlađenog i rashlađenog vazduha i pri horizontalnom gradijentu pritiska neposredno iznad jezera $-\frac{\partial p'}{\partial x} = 1$ mb/100 km (brzina gradijentnih vetrova oko 10 m/sec) visina granične površine mirnog jezera hladnog vazduha $\left(\frac{\partial p}{\partial x} = 0\right)$ povećala bi se u pravcu najbržeg opadanja vazdušnog pritiska (u pravcu x) na svaki kilometar za 5 m (II.12). Ako je u tom pravcu kotlina dugačka 50 km, onda površina hladnog jezera leži na strani gde je na visini atmosferski pritisak najmanji 250 m više nego na suprotnoj

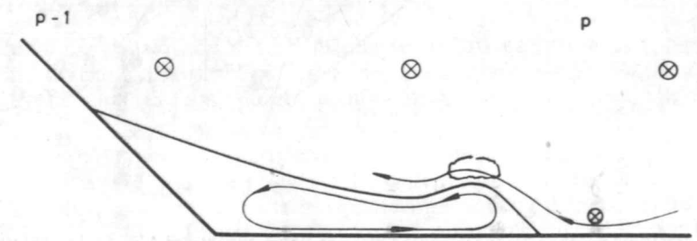
strani. To je već osetna razlika, a bila bi još veća kad bi temperaturski skok bio manji, a intenzitet horizontalnog gradijenta pritiska iznad jezera veći. U vezi s tim treba naglasiti da temperaturska razlika između vazduha iznad i ispod granične površine u toku noći postaje sve veća i da se zbog toga u toku noći smanjuje nagib granične površine. Ovo vidimo i na sl. 83 koja nam pokazuje stvaranje i iščezavanje jezera hladnog vazduha jednog letnjeg dana.



Sl. 83. Šematski prikaz stvaranja i iščezavanja jezera hladnog vazduha sa nagnutom graničnom površinom tokom dana. Prikazan je vertikalni presek kroz graničnu površinu jezera u pojedinim časovima.

Slično kao pri A tipu, ujutru počinje zagrevanje hladnog jezera preko podloge. Razlika u temperaturi vazduha s jedne i druge strane granične površine jezera se smanjuje i zbog toga se povećava (prema jednačini za nagib) nagib granične površine. Jezero se povlači na manji prostor (sl. 83) i konačno, ukoliko je zagrevanje dovoljno jako, iščezne. Samo u najhladnijim mesecima godine mogu kod nas jezera i danima da se zadržavaju u kotlinama i raznim nizijama. Jednovremeno mogu, iznad i pored njih, duvati i veoma jaki vetrovi!

Zagrevanje hladnog vazduha u jezeru je uglavnom najjače tamo gde je ono najpliće. Kao posledica toga struji u jezeru vazduh pri tlu prvenstveno prema ovim mestima, a na visini sa tih mesta vazduh struji u okolinu. U prepodnevnim časovima duvaju na taj način pri tlu (kao na sl. 84) vetrovi uglavnom prema granici jezera. Tamo se vazduh diže i na visini vraća u unutrašnjost. Prema tome, u prepodnevnim



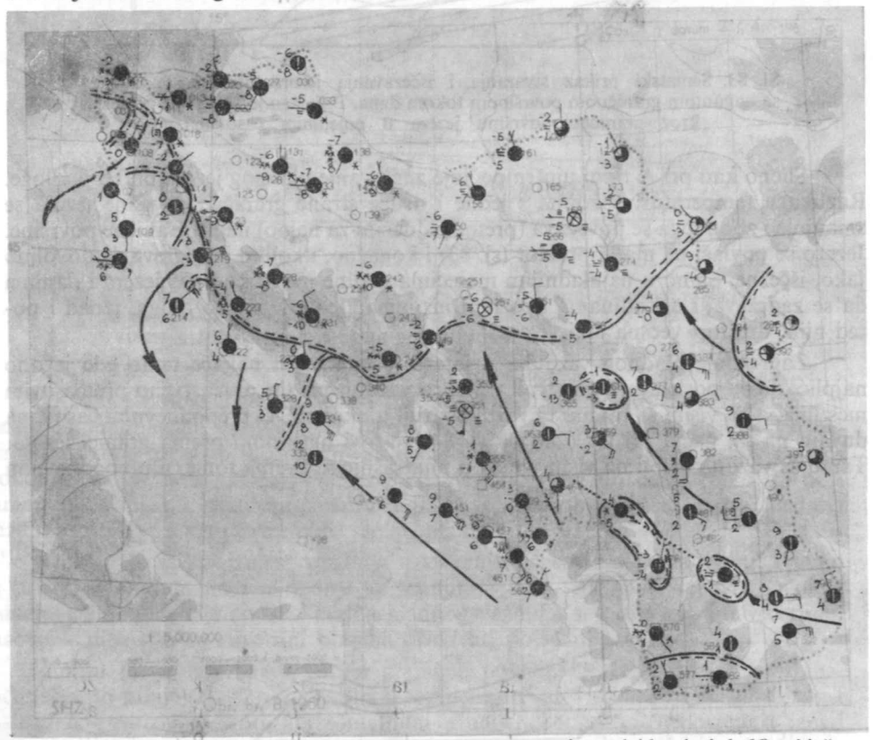
Sl. 84. Cirkulacija vazduha u jezeru hladnog vazduha koja se zbog zagrevanja uništava. Ona je uslovljena jačim zagrevanjem hladnog vazduha na mestima gde je jezero pliće.

časovima duvaju pri tlu u jezeru približno suprotni vetrovi onim u susednom toplom vazduhu. Kada za vreme prepodnevnog povlačenja granica hladnog jezera prelazi neko mesto, odjednom se vetar promeni: pravac se promeni za skoro 180°, a slabiji povetarac zamenjuje možda vrlo jak topli vetar.

Zone zastoja. Jezera hladnog vazduha često leže u zonama zastoja koje postoje kako na privetrenim, tako i na zavetrenim stranama planina; one se javljaju samo u stabilnoj atmosferi kada je vertikalni temperaturski gradijent u okolini zona manji od adijabatskog, odnosno vlažnoadijabatskog (II. 12). U takvim zonama je srazmerno mirno iako iznad i pored njih mogu duvati veoma jaki vetrovi.

Na privetrini u blizini planina dolazi do zastoja zbog adijabatskog hlađenja prilikom dizanja. Na taj način se obrazuje stabilna hladna masa koja ne može da se prebaci preko planine. Iz sličnih razloga zbog adijabatskog zagrevanja na zavetrini vazduh sa visine ne može prodreti u niziju i tamo se obrazuju tople zone zastoja.

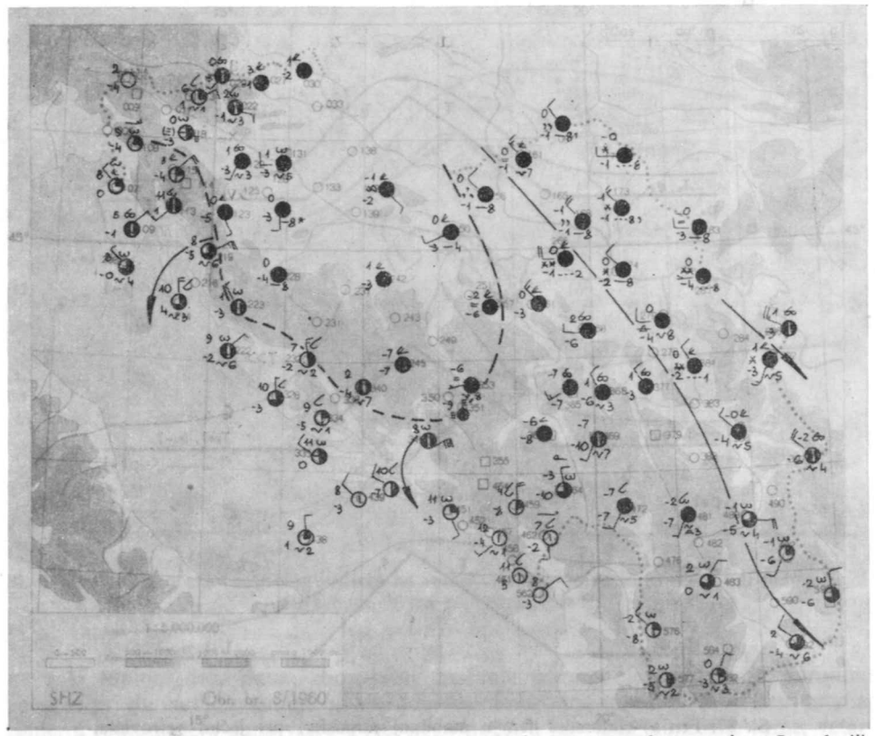
Kod nas se hladne zone zastoja redovno javljaju istočno od Alpi u zapadnom kontinentalnom delu zemlje pri raznim južnim stanjima, a tople zone zastoja na istom mestu pri raznim severnim i zapadnim stanjima. Dve takve vremenske situacije pokazuju nam sl. 85 i 86. U zonama jedne i druge vrste mogu da postoje posebna jezera hladnog vazduha.



Sl. 85. Zadržavanje posebne hladne vazdušne mase na navetrenoj strani Alpa (v. i sl. 66) pri južnom stanju vremena u Jugoslaviji dne 24. 1. 1957. u 13 SEV. U istočnom delu zemlje zadržavaju se u kotlinama posebna jezera hladnog vazduha. Tačkasta linija preko Metohije predstavlja pravac vertikalnog preseka prikazanog na sl. 82.

Fen i bura. U indiferentnoj atmosferi zone zastoja ne postoje. To je razumljivo kad uzmemo u obzir da vazduh, koji se adijabatski na privetrinskoj strani diže i na zavetrinskoj strani spušta, ima jednaku temperaturu kao vazduh na jednakoj visini dalje od brda.

Često se dešava da se zbog dizanja na privetrinskoj strani pojavljuju oblaci, da se zbog toga od nivoa kondenzacije naviše vazduh penje vlažnoadijabatski. Ako je tamo atmosfera vlažnolabilna, može razvoj oblaka biti vrlo buran. Pri tak-



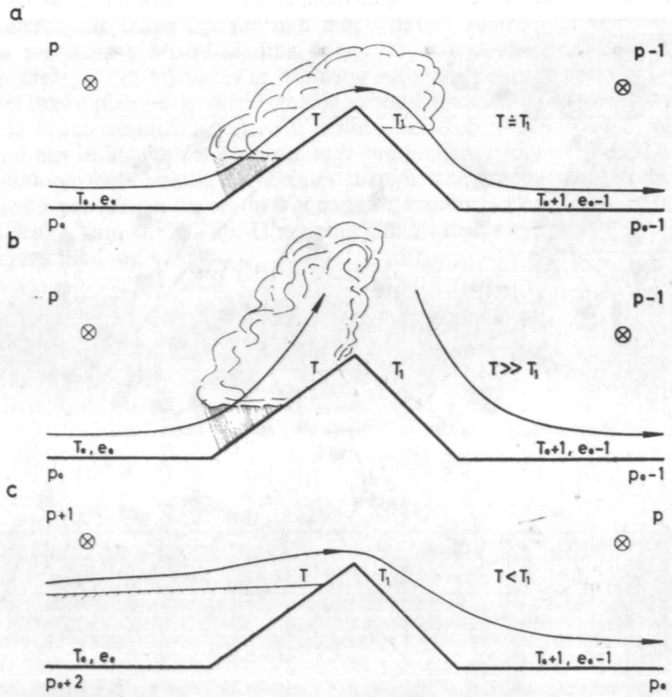
Sl. 86. Topla zona zastoja u zavetrini Alpa pri postojanju severozapadnog stanja u Jugoslaviji.

vim stanjima padaju kod nas pri južnim vetrovima na južnim stranama Dinarskih planina i Alpi velike količine padavina, često praćene električnim pražnjenjima. Zbog spuštanja vazduha, pozadi planina padavina nema, obično je samo delom oblačno ili čak potpuno vedro.

Vetar koji duva pozadi (u zavetrini) brda prenosi vazduh sa većih visina. Zbog toga je dinamički zagrejan i ima malu relativnu vlažnost. Takav vetar zove se fen. Fen koji duva u zavetrini planina, ispred kojih se zbog dizanja vazduha pojavljuju padavine, zove se *ciklonalni fen*. Fen koji se pojavljuje u stabilnoj atmosferi (kada na navetrinskoj strani nema oblaka) zove se *anticiklonalni fen* (sl. 87).

Za razliku od fena, bura (odn. bora — međunarodno usvojeni naziv) duva tada kada se hladan vazduh, slično kao voda preko brane, prebacuje sa jedne strane planine na drugu (sl. 88). Bura može da bude vrlo jaka. To je uglavnom posledica pretvaranja potencijalne energije hladnog vazduha za vreme padanja u kinetičku energiju. Bura je tim jača što je veća temperaturska razlika između gornjeg toplog i susednog hladnog vazduha i što je veća visina padanja. Vazduh se u danima sa

burom prebacuje sa jedne strane planinske prepreke na drugu prvenstveno na onim mestima gde su planine najniže. Tako kod nas duva najjača bura u oblasti Senja (senjska bura) i Makarske.



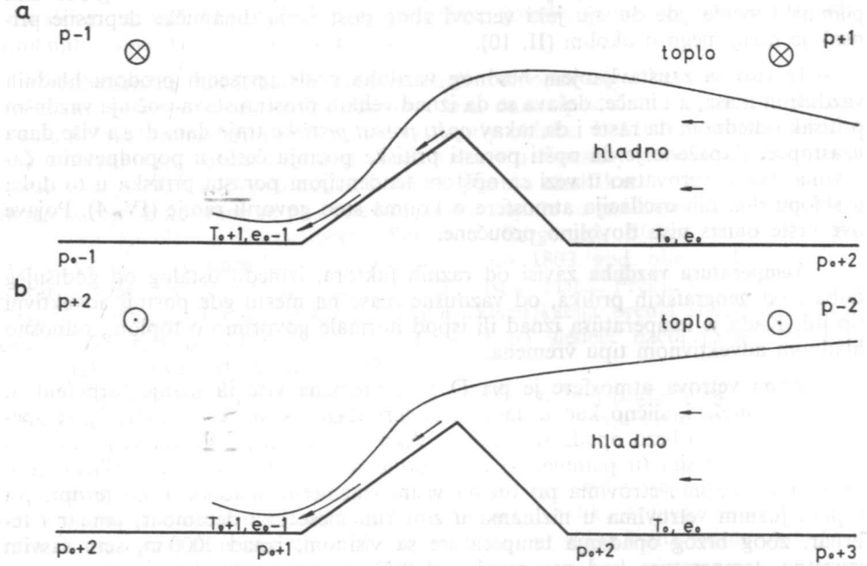
Sl. 87. Fen a) ciklonalni fen u stabilnoj atmosferi pri jačim vetrovima,
b) ciklonalni fen u slabo stabilnoj atmosferi,
c) anticiklonalni fen sa navetrenom zonom zastoja.

Možemo napomenuti da je naziv bora grčkog porekla i da potiče od reči boreas — severni vetar.

Vetar u zavetrini, prema izloženom, može biti ili fen ili bura, već prema tome da li se vrši prebacivanje jednorodne ili srazmerno plitke vazdušne mase koja je hladnija od susedne. Govorimo o južnom ili severnom fenu, već prema tome da li se vazduh prebacuje sa južne ili severne strane preko planine. Severni fen zove se kod nas na primorju i *tramontana*. To je vrlo suv severni vetar koji se spušta sa velikih visina preko Alpi i Dinarskih planina u Sredozemlje.

Dnevni hod vetra. Videli smo kako obrazovanje i iščezavanje jezera hladnog vazduha utiče na dnevni hod vetra. Ali, u jezeru, kao i izvan njega, postoje i drugi uticaji na strujanje vazduha. Ako ne uzmemo u obzir opšte promene u vezi sa ciklonskom aktivnošću, to su prvenstveno menjanje turbulencije tokom dana zbog zagrevanja i hlađenja, kao i menjanje gradijentne sile, opet zbog zagrevanja i hlađenja, tokom dana.

Polje vetra možemo pri (A) D tipu vremena smatrati kao superpoziciju polja uslovljenog opštom cirkulacijom vazduha i onog koja je posledica dnevnog zagrevanja i hlađenja.



Sl. 88. Bura. Gradijent vazdušnog pritiska na većim visinama usmeren a) na stranu prema kojoj duva bura, b) na suprotnu stranu.

U toplom delu dana, zbog jačeg mešanja prizemnog vazduha sa gornjim, vetar se pri tlu manje razlikuje od vetra na visini nego tokom noći. Pri tlu su, prema tome, u toplom delu dana vetrovi jači nego noću, a na visini, suprotno tome, vetar je jači noću nego danju. Planinarima je npr. dobro poznato da je na planinama danju često srazmerno mirno i da su vetrovi naročito jaki tokom noći. To je uglavnom tumačenje dnevnog hoda vetra prema Espaju i Kepenu (Espay i Köppen).

Espaj-Kepenova teorija važi uglavnom samo iznad ravnice gde se noću ne obrazuju jezera hladnog vazduha. Inače obrazovanje i iščezavanje jezera hladnog vazduha bitno utiče na dnevni hod vetra, kao što smo izložili malopre.

Zajedno sa brzinom menja se i pravac vetra. Na visini vazduh struji uglavnom duž izobara, a pri tlu, kao na sl. 42, prema oblasti niskog vazdušnog pritiska. Danju, kada je mešanje vazduha jače, vetar pri tlu manje se razlikuje od vetra na visini, gde se tada javlja i jedna komponenta prema oblasti niskog vazdušnog pritiska. Iznad ravnice se, prema tome, kod nas prizemni vetar u prepodnevnim časovima nekako do dnevnog maksimuma temperature menja udesno (na južnoj polulopti ulevo), a posle toga u suprotnom smislu. Na visini okretanje je suprotno.

Vazdušni pritisak pri advektivnom tipu može u toku vremena da se menja na različite načine: pri toplim advektivnim tipovima obično se smanjuje a pri hladnim se povećava. To je u vezi sa približavanjem, odnosno udaljavanjem ciklona koji uslovljava postojanje advektivnog tipa vremena.

Vazdušni pritisak je pod velikim lokalnim uticajem vetrova, zona zastoja i jezera hladnog vazduha. Tako je na privetrinskim stranama planina u hladnim zonama zastoja atmosferski pritisak osetno veći nego na istoj visini u blizini sa druge strane prepreke u toploj zavetrini (tabl. 5—II. 6). Na sedlima i grebenima planina i svuda gde duvaju jaki vetrovi zbog postojanja dinamičke depresije pritisak je manji nego u okolini (II. 10).

U vezi sa zaustavljanjem hladnog vazduha posle izvršenih prodora hladnih vazdušnih masa, a i inače, dešava se da iznad velikih prostranstava počinje vazdušni pritisak odjednom da raste i da takav *opšti porast pritiska* traje dan, dva i više dana uzastopce. Zapaženo je da opšti porasti pritiska počinju često u popodnevnim časovima, što je verovatno u vezi sa opštom tendencijom porasta pritiska u to doba u sklopu dnevnih oscilacija atmosfere o kojima smo govorili ranije (IV. 4). Pojave ove vrste danas nisu dovoljno proučene.

Temperatura vazduha zavisi od raznih faktora, između ostalog od godišnjeg doba i od geografskih prilika, od vazdušne mase na mestu gde postoji advektivni tip itd. Kada je temperatura iznad ili ispod normale govorimo o toplom, odnosno hladnom advektivnom tipu vremena.

Zbog vetrova atmosfere je pri D tipu vremena više ili manje turbulentna, vazduh se meša i, slično kao u danima sa termičkom konvekcijom (II. 7), temperatura srazmerno brzo opada sa visinom. Ako duvaju pri tlu hladni vetrovi, treba zbog toga na visini (u planinama) da očekujemo vrlo hladno vreme. Slično je u danima sa toplim vetrovima pri tlu na visini srazmerno hladno. Tako je npr. pri toplim južnim vetrovima u nizinama u zimskim mesecima decembar, januar i februar, zbog brzog opadanja temperature sa visinom, iznad 2000 m, sem sasvim izuzetno, temperatura kod nas manja od 0°C.

Menjanje temperatura vazduha u toku dana u velikoj je meri uslovljeno oblačnošću i jačinom mešanja vazduha. Ove pojave imaju za posledicu da je pri D tipu dnevni hod temperature slabije izražen nego pri A tipu, a pogotovo tada kada su oblaci niski i gusti. Ali, pri D tipu vremena često postoji advekcija toplog ili hladnog vazduha, što izaziva određeno povećavanje, odnosno smanjivanje temperature vazduha tokom dana. Ako se pojavi neki front temperatura se odjednom promeni. Pri tome se možda promeni i advektivni tip iz jedne vrste u drugu, npr. iz južnog u severni.

Pri anticiklonalno advektivnom tipu vremena temperatura u velikoj meri zavisi od mesnih prilika. U jezerima hladnog vazduha ona se menja slično kao pri A tipu vremena, dok se na mestima gde duvaju vetrovi, gde se vazduh meša, srazmerno malo menja — ukoliko ne postoji neka jača topla ili hladna advekcija. Uglavnom je pri AD tipu dnevna temperaturska amplituda manja nego pri A tipu.

Vrlo je karakterističan hod temperature na mestu gde u jutarnjim časovima postoji jezero hladnog vazduha čija granica, zbog povlačenja jezera na manji prostor (sl. 83), u jednom trenutku prepodne prelazi preko mesta gde postoji AD tip. U takvom slučaju temperatura se sa izlaskom Sunca na početku potpuno slično menja kao kod anticiklonalnog tipa. Za vreme prelaska granice jezera pojave se odjednom topli vetrovi i temperatura jednovremeno može porasti za više stepeni. Takav porast naročito je lepo izražen u danima sa fenom zimi npr. u Alpima ili kod nas na severnim stranama Dinarskih planina kada ujutru leži jezero hladnog vazduha sa temperaturom ispod 0°C i kada se odjednom pojavi topli fen sa temperaturom od 10°C i većom.

Oblaci. Pri advekativnom tipu vremena nebo je pokriveno oblacima, koji obično leže u slojevima približno horizontalno.

Sem izuzetno, oblaci se pojavljuju samo u troposferi i, prema tome na kojim visinama postoje, govorimo o visokim, srednjim i niskim oblacima, kao i o oblacima vertikalnog razvoja. Ovi poslednji predstavljaju gomile, ponekada se prostiru od najmanjih visina pa do same stratosfere.

Međunarodna klasifikacija oblaka. Radi raspoznavanja kakvih sve oblaka na raznim mestima i pod raznim uslovima ima, danas postoji međunarodna klasifikacija oblaka prema kojoj se određuje vrsta i tip oblaka. U Međunarodnoj meteorološkoj organizaciji osnovanoj u prošlom veku i u Svetskoj meteorološkoj organizaciji koja je 1953. god. ovu nasledila bilo je pitanju klasifikacije oblaka posvećeno mnogo pažnje. Formirane su posebne komisije u kojima su radili čuveni meteorolozi kao što su Heselberg, (Hessellberg), Beržeron (Bergeron), Bleker (Blaeker). Pri tome se polazilo od stare klasifikacije koju je još 1803. god. objavio Huvard (L. Howard). Očuvani su latinski nazivi glavnih vrsta oblaka. Prema postojećoj morfološkoj međunarodnoj klasifikaciji oblaka (klasifikacija prema izgledu oblaka) postoji deset *rodova oblaka* koji su definisani na sledeći način (Međunarodni atlas oblaka, preveo M. Vemić, 1959).

Cirrus (Ci). Razdvojeni oblaci u obliku belih i nežnih pramenova, ili banaka, ili uskih pruga, belih ili većim delom belih. Ovi oblaci imaju vlaknast izgled (kao kosa) ili svilast sjaj, ili oboje.

Cirrocumulus (Cc). Banak, navlaka ili tanak sloj belih oblaka koji nemaju sopstvene senke, sastoje se od vrlo malih elemenata u obliku zrnaca, bora itd. slepljenih ili ne, i više ili manje pravilno raspoređenih; prividna širina većine ovih elemenata je manja od jednog stepena.

Cirrostratus (Cs). Prozračan i beličast oblačni veo, vlaknastog izgleda (kao kosa), ili gladak, koji potpuno ili delimično pokriva nebo; obično u ovim oblacima nastaje halo.

Altokumulus (Ac). Banak, navlaka ili sloj belih ili sivih oblaka ili oboje istovremeno, koji su obično osenčeni, sastavljeni od ljuspica, oblutaka, valjaka itd. izgleda katkad delimično končastog ili rasplinutog, slepljenih ili ne; većina malih elemenata, pravilno raspoređenih, imaju obično prividnu širinu između jednog i pet stepeni.

Altostratus (As). Sivkasta ili beličasta navlaka ili oblačni sloj, izbrazdanog, vlaknastog ili ujednačenog izgleda, koji potpuno ili delimično pokriva nebo, ali u kome se nalaze dovoljno tanki delovi kroz koje se Sunce bar nejasno providi kao kroz matirano staklo. U altostratusu se halo ne javlja.

Nimbostratus (Ns). Siv oblačni sloj, često taman, čiji je izgled nejasan usled više ili manje neprekidne kiše ili snega, koji, u najviše slučajeva, dopiru do zemlje. Debljina ovog sloja je svuda dovoljna da potpuno zakloni Sunce.

Često ispod sloja postoje niski, iskidani oblaci, slepljeni sa njim ili ne.

Stratocumulus (Sc). Banak, navlaka ili sloj sivih ili beličastih oblaka, ili oboje istovremeno, u kome gotovo uvek ima tamnih delova; sastavljeni su od pločica, oblutaka, valjaka itd., slepljenih ili ne, ali čiji izgled nije končast (izuzev virga); većina malih pravilno raspoređenih elemenata, imaju prividnu širinu veću od pet stepeni.

Stratus (St). Oblačni sloj obično sive boje, dosta ujednačene baze, iz kojega mogu da padaju sipeća kiša, ledene prizmice ili zrnast sneg. Kada se kroz sloj providi Sunce, njegov obod je jasno ocrtan. U stratusu se ne javlja halo, izuzev, eventualno, na vrlo niskim temperaturama. Katkada se stratus javlja u obliku iskidanih banaka.

Cumulus (Cu). Usamljeni oblaci, uglavnom gusti i jasno ocrtanih oboda, koji se razvijaju vertikalno u obliku zaobljenih vrškova, kupola ili tornjeva, čiji gornji delovi pupe i često liče na karfiol. Delovi ovih oblaka koji su osvetljeni Suncem najčešće su blješteće beli; njihova je baza, relativno tamna, gotovo horizontalna.

Katkada su Cumulusi iskidani.

Cumulonimbus (Cb). Gust i moćan oblak, sa znatnim vertikalnim prostiranjem, u obliku planine ili ogromnih tornjeva. Bar jedan deo njegovog gornjeg predela je obično gladak, končast ili izbrazdan i gotovo uvek spljošten; ovaj se deo često razvlači u obliku nakovnja ili prostrane perjanice.

Međunarodna klasifikacija oblaka govori i o *vrstama oblaka* koji mogu da se jave u više rodova. Postoji 14 vrsta oblaka između kojih navodimo sledeće dve:

Lentikularis (len). Oblaci u obliku sočiva ili badema, često razvučeni, čije konture nisu jasno ocrtane; u njima se često javlja pojava irizacije (III. 3). Ovi se oblaci najčešće javljaju u oblačnim formacijama orografskog porekla, ali isto tako mogu da se zapaze iznad predela bez izrazitog reljefa.

Ovaj se izraz primenjuje poglavito na Cirrocumuluse, Altocumuluse i Stratocumuluse.

Congestus (con). Cumulusi sa jako razvijenim protuberancama i često znatnim vertikalnim prostiranjem; njihov gornji pupeći predeo često ima izgled karfiola.

Pored vrsta govori se i o *podvrstama* oblaka koje pokazuju karakteristične pojedinosti oblaka. Međunarodna klasifikacija oblaka sadrži 9 podvrsta od kojih navodimo sledeće dve:

Undulatus (un). Talasasti oblaci u bancima, navlakama ili slojevima. Talasanje se može zapaziti u dosta ujednačenom oblačnom sloju, ili oblacima sastavljenim od elemenata koji su slepljeni ili ne. Katkada se vidi dvostruki sistem talasanja.

Ovaj se izraz primenjuje poglavito na Cirrocumuluse, Cirrostratuse, Altocumuluse, Altostratuse, Stratocumuluse i Stratuse.

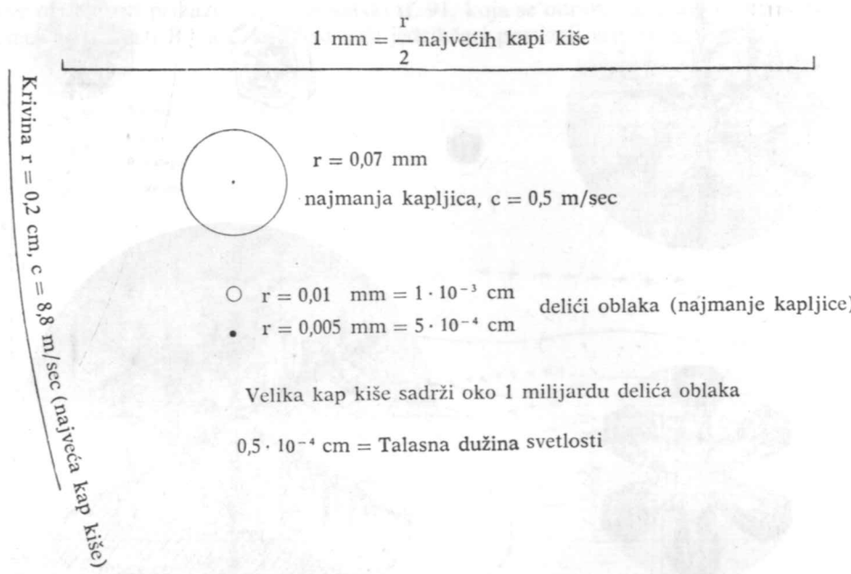
Translucidus (tr). Oblaci u prostranom banku, navlaci ili sloju čiji je najveći deo dovoljno proziran da se kroz njega može da odredi položaj Sunca ili Meseca.

Ovaj se naziv primenjuje na Altocumuluse, Altostratuse, Stratocumuluse i Stratuse.

Kapljice i kristalići kao sastavni delovi oblaka. Oblake sačinjavaju sitne kapljice vode i sitni kristalići leda, odnosno snega. I pri negativnim temperaturama postoje u oblacima kapljice vode koja je prehlađena.

Kapljice oblaka su najrazličitijih dimenzija. Poluprečnici se kreću u granicama od $0{,}5 \cdot 10^{-4}$ do 0,07 cm (sl. 89). Prema definiciji, u kapljice oblaka ubrajaju se one koje u mirnoj atmosferi padaju sporije od 0,5 m sec^{-1}. Veće kapljice ubrajaju se u kapljice kiše. Svaka kapljica oblaka pada u odnosu na vazduh. Kapljice jednakih poluprečnika padaju jednakom brzinom i zbog međusobnog privlačenja mogu se

spojiti u jednu. Sile privlačenja postoje zbog male dinamičke depresije oko svake kapljice (Bernulijeva jedn., II. 9). Možemo napomenuti da se iz sličnih razloga privlače i dve jednake lađe koje se kreću jednakom brzinom jedna pored druge.



Sl. 89. Dimenzije kapljica oblaka i kiše (prema K. A. Wegeneru l.c.).

Pojava spajanja kapljica zove se *koagulacija* (spajanje). Na taj način, kao i zbog kondenzacije i različitih naelektrisanja, što takođe dovodi do spajanja, kapljice postaju sve veće.

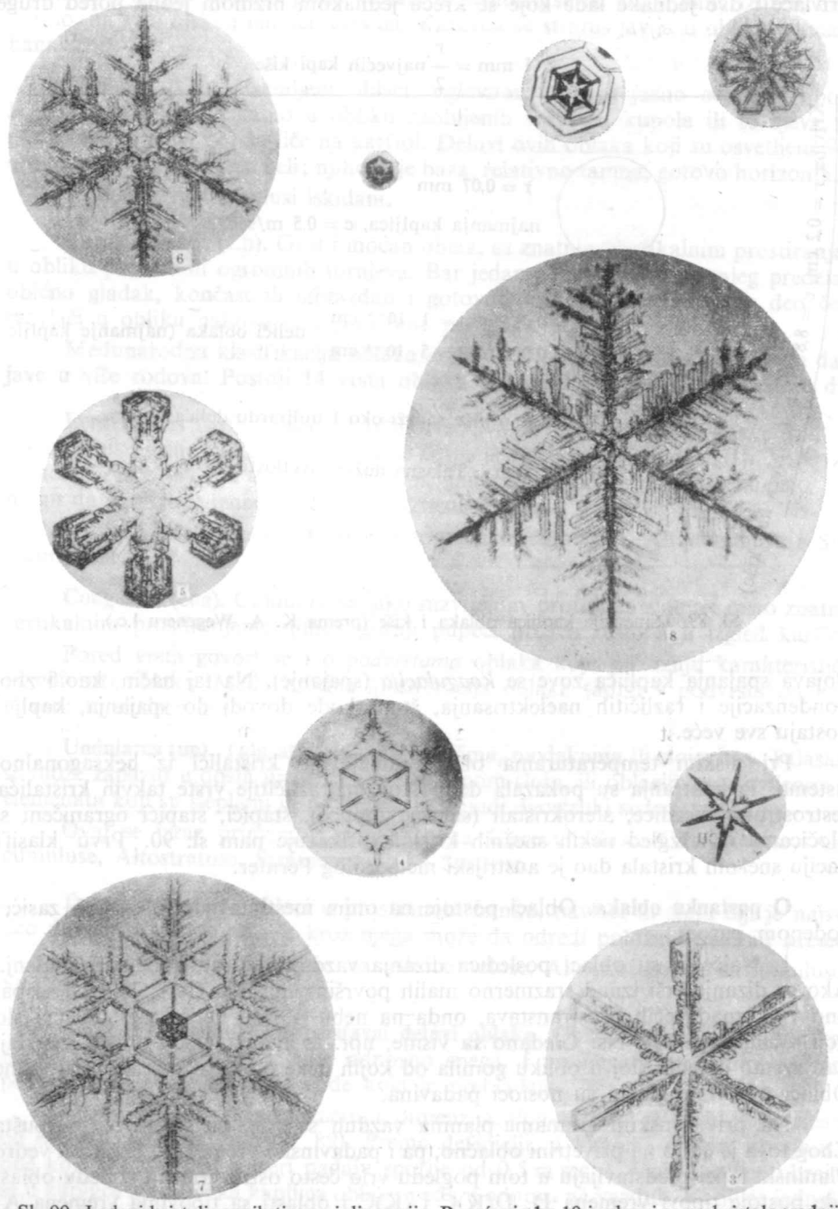
Pri niskim temperaturama oblak sačinjavaju kristalići iz heksagonalnog sistema. Posmatranja su pokazala da postoje najrazličitije vrste takvih kristalića: šestrostruke zvezdice, sferokristali (sićušne loptice), štapići, štapići ograničeni sa pločicama itd. Izgled nekih snežnih kristala prikazuje nam sl. 90. Prvu klasifikaciju snežnih kristala dao je austrijski meteorolog Pernter.

O postanku oblaka. Oblaci postoje na onim mestima gde je vazduh zasićen vodenom parom.

1. Najčešće su oblaci posledica dizanja vazduha, tj. adijabatskog hlađenja. Ako se dizanje vrši iznad srazmerno malih površina, nastaju Cu i Cb, ako se pak ono vrši iznad većih prostranstava, onda na nebu postoji neprekidni oblačni sloj koji sačinjavaju Sc i Ns. Gledano sa visine, npr. iz aviona, takvi oblaci izgledaju kao svetao oblačni sloj u obliku gomila od kojih neke od njih štrče na veće visine. Oblaci ove vrste glavni su nosioci padavina.

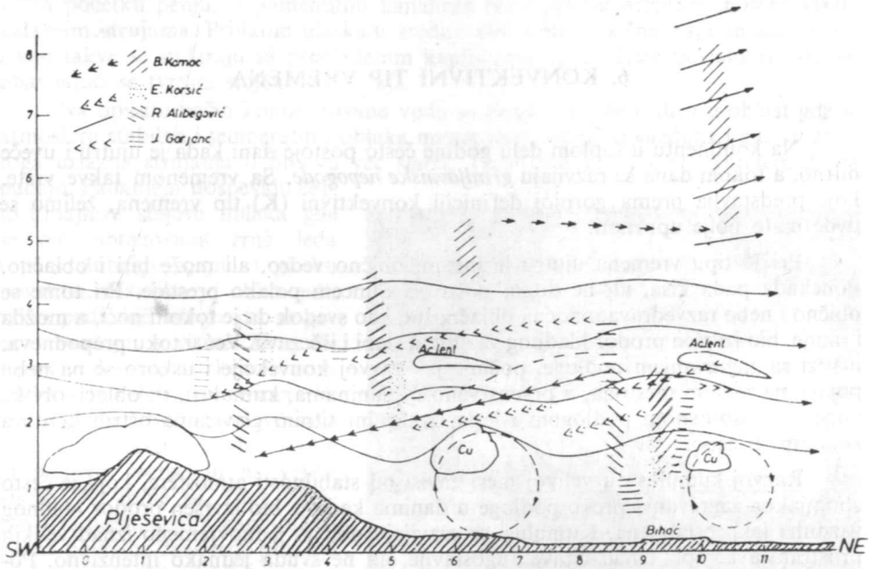
Na privetrinskim stranama planina vazduh se diže, na zavetrini se spušta. Zbog toga je često na privetrini oblačno, pa i padavinsko vreme, a u zavetrini vedro. Planinski lanci predstavljaju u tom pogledu vrlo često oštru granicu između oblasti gde postoje tipovi vremena D, D(K)C i (K)C i oblasti sa tipovima vremena A i AD. Nalazeći se takvih dana u zavetrini planina i posmatrajući planine, vidimo

da se na grebenima nalazi granica velike oblačne mase, koja je često vrlo oštra i podseća na zid (tzv. *fenski zid*). Takvih dana je obično u zavetrini planina vidljivost



Sl. 90. Ledeni kristali raznih tipova i dimenzija. Povećanje 1 : 10 i odnosi se na kristale srednjih veličina. Slika uzeta iz knjige: U. Nakaya, Snow Crystals — Natural and Artificial, 1954.

vrlo dobra, i na nebu se pojavljuju oblaci koji ukazuju na talasanje vazduha (II. 10). Tu su u pitanju prvenstveno dve vrste oblaka: altokumulusi oblika sočiva (Ac len) i kumulusi (Cu). Oblaci postoje na onim mestima gde se vazduh diže. Jedan primer takve oblačnosti prikazuje nam šematski sl. 91, koja se odnosi na jedno južno stanje vremena u oblasti Bihaća, kada su naši jedriličari postizali visinske rekorde.



Sl. 91. Prikaz strujnog polja u oblasti Plješivice 6. 11. 1957, kada je jedriličar B. Komac postigao jedrilicom jugoslovenski visinski rekord (8 000 m).

2. Oblaci nastaju pod određenim uslovima hlađenjem vazduha zbog izračivanja (radijacije). Merenjima je utvrđeno da se oblačni sloj debeo najmanje 50 m ponaša u pogledu tamnog toplotnog zračenja kao potpuno crno telo i u dugačkim zimskim noćima hlađenje oblaka zbog zračenja može biti toliko jako da se iz takvih oblaka izlučuju padavine i da tokom noći padne santimetar-dva suvog rastresitog snega.

3. U vezi sa hlađenjem vazduha, zbog izračivanja preko gornje granične površine oblaka, uspostavljaju se, prema mišljenju autora, celularna kretanja vazduha na ovim visinama. Rashlađeni oblak postaje nestabilan, cepa se i tako podeljen na pojedine oblačiće pada kao altokumulus translucidus kroz nerashlađeni deo atmosfere (II. 10). Ako prilikom padanja oblak nailazi na vlažnu atmosferu, on jača, ako na suvu on slabi (II. 5). Uveče, kada je u odsustvu insolacije hlađenje oblaka pojačano, jačaju nizlazna kretanja pojedinih oblačića i u srazmerno suvoj atmosferi oblaci iščezavaju. Nebo se razvedrava i atmosfera se smiruje.

Prvo tumačenje Ac tr potiče od D. Avseca, koji je proučavao celularna kretanja u tankom sloju ulja i vazduha. Prve eksperimente te vrste sa uljem već je ranije vršio Benar (H. Bénard), a teorijska rešenja potiču od Lorda Releja.

4. Zbog difuzije, molekularne i turbulentne, postoje uslovi za stvaranje i postojanje oblaka i magle na donjim stranama temperaturskih inverzija. To se dešava tada kada je gornji topliji vazduh srazmerno vlažan. U tom slučaju vodena

para difudira iz gornjeg toplog u donji hladan vazduh, gde se vrši kondenzacija. Videli smo ranije (II. 5 i II. 11) da takav transport vodene pare može biti srazmerno veliki i dovesti do stvaranja, odnosno jačanja oblaka i magle. Iz navedenih razloga skoro uvek postoji niski stratus u hladnom vazduhu iznad tla pokrivenog snežnim pokrivačem.

6. KONVEKTIVNI TIP VREMENA

Na kontinentu u toplom delu godine često postoje dani kada je ujutru i uveče mirno, a tokom dana se razvijaju *grmljavinske nepogode*. Sa vremenom takve vrste, koje predstavlja prema gornjoj definiciji konvektivni (K) tip vremena, želimo se ovde malo bolje upoznati.

Pri K tipu vremena ujutru je mirno, obično vedro, ali može biti i oblačno. Ponekada pada kiša, ali ne dugo, pošto sa Suncem polako prestaje. Pri tome se obično i nebo razvedrava, »noćna oblačnost«, kao svedok da je tokom noći, a možda i ranije, bio izvršen prodor hladnog vazduha, slabi i iščezava. Već u toku prepodneva, u vezi sa zagrevanjem podloge, počinje jak razvoj konvekcije i uskoro se na nebu pojave na raznim mestima, a prvenstveno u planinama, kumulusi, tj. oblaci oblika kupe sa vodoravnom podlogom i lepo izraženim sitnim glavicama oštrih kontura koje kipe u nebo.

Razvoj kumulusa u velikoj meri zavisi od stabilnosti atmosfere, koja je često zbog jakog zagrevanja preko podloge u danima kada je bio izvršen prodor hladnog vazduha jako oslabljena. Kumulusi se razvijaju obično jednovremeno iznad velikih prostranstava, npr. iznad čitave Jugoslavije, ali ne svuda jednako intenzivno. Posebno podesna mesta za razvoj su prisojne strane planina, gde dolinski vetrovi prenose vlažan vazduh na veće visine.

Pomenuti oblaci nalaze se kod nas na početku obično na visinama između 1500 i 2500 m. Ta visina je u južnim predelima veća. Iznad pustinja Afrike iznosi npr. 4—5 km. Oni počinju da se pojavljuju tokom dana, kada atmosfera postaje nestabilna, kao i pri povoljnim vetrovima prema raznim preprekama (zbog čega dolazi do dizanja vazduha) i naglo se razvijaju. Vrh svakog takvog oblaka ulazi u sve više slojeve troposfere i može se popeti do same stratosfere. Za razliku od ovoga, donji deo oblaka — horizontalna podloga ostaje celo vreme razvoja skoro na istoj visini gde je bila na samom početku (obrazac za nivo kondenzacije, II. 7). Takav oblak (kumulus kongestus) je nosilac ogromnih količina kiše, snega i leda i posmatran iz daleka deluje svojom tamnom podlogom i velikom masom zastrašujuće. Kada se nalazimo ispod oblaka, zbog ogromnih količina kondenzovane vode koje sadrži, može biti tamo tako tamno da usred dana skoro ne možemo čitati bez veštačke svetlosti.

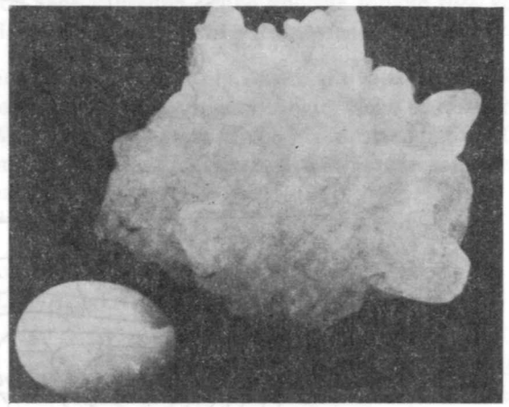
Oblak se popunjava vazduhom koji teče prema njemu u prizemlju sa svih strana. Zbog toga je ispod jednog takvog oblaka vazdušni pritisak nešto manji (za nekoliko desetih delova mm Hg) nego u okolini.

U svakom Cu con postoji jedan ili više kanala sa posebno jakim vertikalnim vetrovima čija brzina ponekada iznosi preko 20 do 30 m sec^{-1}. Za vreme dizanja tamo se vazduh zbog toga neobično brzo hladi — i za 3°C za 10 sec, što je u vezi sa kondenzacijom ogromnih količina vodene pare (II. 7).

Svaki Cu con možemo podeliti na tri dela: na donji koji sačinjavaju kapljice vode i koji leži ispod visine sa temperaturom 0°C, na srednji gde preovlađuju prehlađene kapljice vode i na gornji koji sačinjavaju prvenstveno snežne pahuljice i zrna leda.

Već u prvoj fazi razvoja u Cu se obrazuju kišne kapi. Ali, one ne padaju, već se na početku penju, u pomenutim kanalima čak velikom brzinom, nošene jakim uzlaznim strujama. Prilikom ulaska u srednji deo oblaka kišne kapi se smrzavaju i kao takve se sudaraju sa prehlađenim kapljicama vode. Time postaju sve deblje obavijajući se tvrdim slojem leda i inja.

Na opisani način kondenzovana voda se penje sve više i ulazi u oblast gde je atmosfera stabilna i temperatura oblaka manja nego okolnog vazduha i gde su zbog toga uzlazna strujanja u oblaku već slaba. Tamo počinju opisani kondenzati da padaju. Padanjem dospevaju često u najniže slojeve oblaka gde se već obrazovana zrna leda tope i dobijaju sjajnu i glatku površinu. Ukoliko je oblak jak, takve padavine mogu da se ponovo vraćaju u visine. Zbog dinamičke depresije u kanalima sa jakim vertikalnim vetrovima (II. 10) padavine budu ponovo zahvaćene tim jakim strujama koje ih ponovo prebacuju na velike visine. Pri tome se, zbog sudaranja sa prehlađenim kapljicama, sjajna površina zrna leda prekrije tvrdim injem, čija debljina zavisi, između ostalog, od dužine puta kroz srednji sloj oblaka. Čitav proces može se više puta ponoviti. Na taj način se formira grad i ne treba da budemo iznenađeni ako ponekad padaju vrlo teška zrna grada sa strukturom koja potvrđuje opisane procese nastajanja (sl. 92). Bila su zapažena zrna grada težine 4 kg i više.



Sl. 92. Zrno grada izuzetne veličine, obima 44 cm i težine 766 g snimljeno pored kokošijeg jajeta (Weatherweise, 1971).

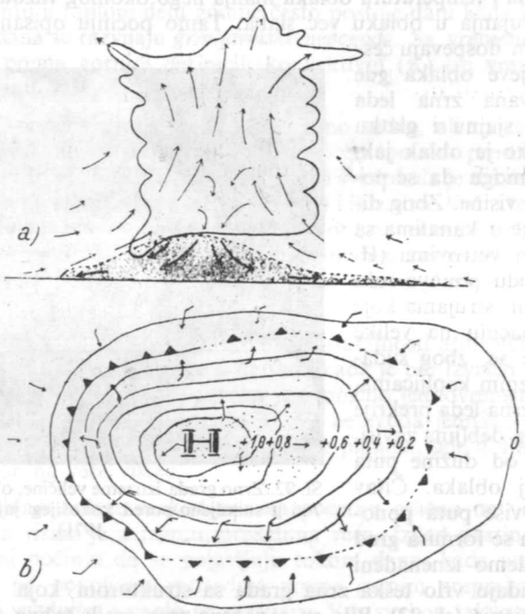
Kada Cu con dostigne svoj maksimalni razvoj, glavice, koje su se do maločas brzo razvijale i umnožavale, postaju mutne, razmazane. To je tada kada je gornji deo oblaka prodro u stabilne slojeve atmosfere (npr. u tropopauzu) kada su gornji delovi oblaka postali hladniji od okolnog vazduha što dovodi do jakih vertikalnih ubrzanja usmerenih naniže, tj. prvo do stišavanja, a posle do vraćanja jako rashlađenog vazduha na manje visine. U fazi tog stišavanja javljaju se pri tlu prve kišne kapi ili prva zrna leda. To su trenuci koji su najopasniji u pogledu udara groma.

Sa padavinama počinje sledeća faza razvoja grmljavinskog oblaka. Tada se Cu con pretvara u kumulonimbus (IV. 5) u padavinski oblak, nosilac pljuskovitih padavina i jakih električnih pražnjenja u vidu munja i groma. Zbog jakih padavina podloga oblaka se raspada i premešta se na sve veće visine, više nije oštra, a oštre nisu ni ostale konture oblaka kao što je to bio slučaj kod Cu i Cu con, kod oblaka iz kojih je on nastao.

Kumulonimbus se brzo uništava i pretvara u bezobličan oblak nimbostratus. Padavine slabe, što je u vezi sa nizlaznim strujama u oblaku, i to ne samo u njegovom

gornjem, već i donjem delu. U donjem delu počinje vazduh da pada zbog hlađenja, tj. topljenja ogromnih količina zrna leda i snežnih pahuljica, kao i isparavanja padavina na putu od oblaka do zemljinog tla i na samom zemljinom tlu (sl. 93). Zbog ovih pojava vazduh ispod visine sa 0°C brzo se hladi, zahlađenje zahvata i prizemni vazduh, gde se temperatura smanji za pet, deset i više stepeni!

Ispod Cb obrazuje se posebna hladna vazdušna masa, vazdušni pritisak poraste, ali samo privremeno, pošto taj hladan vazduh počinje odmah da se razliva i uvlači ispod toplog još nerashlađenog vazduha (sl. 93). Ovu pojavu kazaljka na barografu zabeleži kao nos, koji se često naziva »*grmljavinski nos*«.



Sl. 93. Obrazovanje posebne hladne vazdušne mase ispod Cb kao posledica topljenja snega i leda i isparavanja elemenata padavina prema Sukštorfu, 1939 (Suckstorff).

Sa razlivanjem rashlađenog vazduha nastaje nova faza razvoja vremena pri K tipu vremena.

Rashlađeni vazduh razliva se na sve strane, ali pri tome treba uzeti u obzir da se kao specifično teži od okolnog nerashlađenog vazduha ponaša slično kao voda. U brdovitom terenu teče niz doline, ponekada orkanskom jačinom i pri tome obično izaziva stvaranje novih kumulusa i novih grmljavinskih nepogoda nešto dalje od mesta gde se pojavila prva grmljavinska nepogoda. Ispod novog Cu i Cb atmosfera je mirna, tu postoji jako uvlačenje vazduha u oblak, uskoro se nebo tamno naoblači i ponovi se razvoj koji smo zabeležili prilikom opisa prve grmljavinske nepogode. I sada se obrazuje ispod nastalog Cb rashlađena masa koja isto tako velikom brzinom može da teče dalje od izvorne oblasti i da ponovo izazove grmljavinske nepogode.

Iz navedenih razloga može jednog dana sa K tipom vremena na nekim mestima da padnu velike količine kiše i grada, a na drugim ne padne ni kap kiše, ali tamo privremeno duvaju jaki hladni vetrovi.

Pseudofront. U toplom slabo stabilnom vazduhu kriju se ogromne količine energije koje se pri K tipu vremena oslobađaju i pretvaraju u energiju grmljavinskih nepogoda, u kinetičku energiju raznih vetrova. Vazduh koji se hladi ispod stvorenih Cb sliva se u jednu celinu i prodire dalje izazivajući sve nove i nove grmljavinske nepogode. Granica između rashlađenog i nerashlađenog vazduha vrlo je oštra i zove se pseudofront. Grmljavinske nepogode postoje uglavnom samo iza pseudofronta, dok se malo dalje od te linije u hladnom vazduhu nebo često razvedrava.

Opisana pojava liči na šumski požar. Mesto drva ovde »gori« vodena para koja prilikom sublimacije daje od sebe vanredno velike količine toplote (680 kcal kg^{-1}), koje su uporedive sa toplotom sagorevanja drva (čamovina 4400 kcal kg^{-1}).

Stišavanje. Sa smanjivanjem visine Sunca grmljavinska aktivnost pri tipu K popušta i uveče obično dolazi do potpunog stišavanja atmosfere. Nebo se razvedrava, na njemu vidimo možda još ciruse, kao ostatke ranije veličanstvenih Cu i Cb i pojedinačne altokumuluse i manje kumuluse, koji zbog stabilizacije atmosfere nisu imali više snage za dalji razvoj.

7. CIKLONALNI I CIKLONALNO ADVEKTIVNI TIP VREMENA

Mirno vreme sa kišom ili snegom, ali bez grmljavina, predstavlja ciklonalni tip vremena. Ponekad pada i *ledena kiša*, koju čine delimično ili sasvim smrznute kišne kapi. Dugotrajne kiše iznad velikih prostranstava mogu izazvati izlivanje reka iz korita i poplave, što je sve često pojačano topljenjem snega (svuda ili samo na planinama). Na drugoj strani postoje svi uslovi da nam C tip vremena dočara i najlepše slike. Zimi kada iz tmurnog sivog neba pada gust sneg, tlo i nezaštićeni predmeti pokriveni su debelim *snežnim pokrivačem*, vreme je suvo i prijatno. Ali i takvo vreme može naneti velike nevolje: putevi su zakrčeni, otežano je snabdevanje i postoji opasnost od poplava ako nastupi brzo otopljenje i topljenje snega.

O postanku (ledene) kiše i snega. Kako nastaju padavine govorili smo već ranije (II. 5, II. 7). Videli smo da kiša i sneg uglavnom nastaju usled dizanja vazduha, koji se pri tome dinamički hladi, što dovodi do kondenzacije vodene pare.

Sem u tropima, padavine obično imaju svoj izvor, kao što je to prvi pokazao norveški meteorolog T. Beržeron (1935), i leti i zimi u oblacima koje sačinjavaju snežni kristalići, ili pak snežni kristalići pomešani sa kapljicama prehlađene vode. Prilikom padanja kroz jedan ili više oblačnih slojeva nastale snežne pahuljice jačaju.

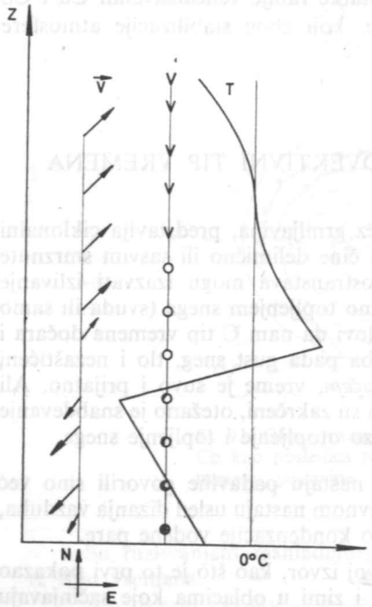
Prilikom padanja kroz zasićeni ili prezasićeni (u odnosu na led) izvorni oblak, a možda i kroz druge — niže ležeće — oblačne slojeve, snežni kristalići se povećavaju i brzo narastu u snežne pahuljice najraznovrsnijeg oblika. Ako prilikom padanja pahuljica naiđe na sloj gde je temperatura veća od 0°C, ona počinje da se topi. Od dimenzija pahuljice zavisi debljina sloja u kome se pahuljica potpuno istopi i pretvori u kap kiše. Obično takav sloj nije deblji od 100—200 m. Prilikom daljeg padanja

može se desiti da stvorena kišna kap ulazi ponovno u hladan vazdušni sloj, što lako dovodi do delimičnog ili potpunog smrzavanja kišnih kapi (sl. 94). U tom slučaju pri tlu pada ledena kiša.

Padavinski oblaci su uglavnom celularne (ćelijske) strukture. To je razlog što kiša i sneg obično padaju neujednačeno. Kad naiđe ćelija sa jačim uzlaznim strujama, odjednom dođe do pojačanja padavina, i to prvo na visini, a posle pri tlu. Pojave se prvo debele, tj. najbrže, a posle sve tanje pahuljice, odnosno kapi kiše. Kad nailazi nova ćelija sa jačim uzlaznim strujanjima, padavine ponovo odjednom privremeno ojačaju, da bi posle postepenog slabljenja došlo ponovo do pojačanja itd.

Ponekad pada sneg i iz vedrog neba. To se događa u danima kada je vazduh na mestu gde se stvaraju snežne pahuljice prezasićen vodenom parom u odnosu na led. U vezi s tim navodimo sledeći primer:

Jednog hladnog zimskog dana autor ove knjige je, nalazeći se u planini na visini od 1500 m, zapazio desetak metara niže belu maglu. Ulazeći u tu maglu primetio je da to u stvari nije bila magla u meteorološkom smislu reči, već su to bile brojne normalno velike pahuljice snega, tako da je svuda u toj »magli« padao lep suv sneg.



Sl. 94. Karakterističan raspored temperature i vetra sa visinom kada pri tlu pada ledena kiša i stvara se poledica.

Sl. 95. Klasifikacija elemenata čvrstih padavina prema Šeferu (W. J. Schaefer).

Klasifikacija čvrstih padavina. Čvrste padavine koje padaju na zemlju imaju najrazličitije oblike. Izgled ovih padavina zavisi od uslova na putu od izvornog mesta pa do mesta posmatranja. Prema međunarodnoj klasifikaciji koju je donela Komisija za sneg i led 1949. godine postoji 10 vrsta elemenata čvrstih padavina. Te vrste prikazuje nam sl. 95.

Posmatrajući elemente padavina možemo često zaključivati kakve su atmosferske prilike iznad mesta posmatranja. Tako ponekada padaju pri niskoj temperaturi snežne pahuljice koje sadrže sitne sleđene kapljice. Takva pahuljica je padala kroz sloj vazduha sa temperaturom nešto većom od 0°C i delom se topila. Prilikom daljeg padanja ulazila je u donji hladan sloj vazduha pri čemu je došlo do zaleđivanja istopljenih delova pahuljica.

Konačna brzina padanja kiše i čvrstih padavina u mirnoj atmosferi zavisi od oblika, gustine i veličine elementa padavina kao i od gustine vazduha. Na svako telo koje u mirnoj atmosferi pada deluju dve sile: sila teže i otpor sredine. Kada je brzina padanja konstantna (konačna brzina) ove su dve sile među sobom jednake i pomoću jednačine za otpor sredine (II. 9) može se izračunati kolike su konačne brzine padanja raznih vrsta padavina. Sledeća tablica daje nam nekoliko podataka o tome (podaci su uzeti uglavnom iz knjige: Mejson, The Physics of Clouds, 2 izd., 1971):

Tablica 16. *Prečnici, mase i konačne brzine padanja elemenata padavina pri tlu*

	d (mm)	m (mg)	v (cm sec^{-1})
iglice	1,53	0,004	50
površinski dendrit	3,26	0,043	31
zapreminski dendrit	4,15	0,146	57
suvi sneg	2,15	0,064	50
mokar sneg			100—300*
krupa	2,13	0,80	180
kišna kap	0,50	0,065	204
	1,0	0,5	403
	2,0	4,2	649
	3,0	14,1	806
	4,0	33,5	883
	5,0	65,4	909
zrno leda	50	$60 \cdot 10^3$	3000

* Brzine mogu biti i veće.

Pošto je gustina leda manja od gustine vode to je konačna brzina sleđene kiše nešto manja (za oko 9%) od kišnih kapi jednakih dimenzija.

Snežni pokrivač. Iz tablice 16 vidimo da je sneg mnogo ređi od vode. Naročito su retke suve pahuljice. Zbog toga je snežni pokrivač ređi od vode i merenjem snežnog pokrivača posle padanja gustog suvog snega možemo utvrditi da je njegova debljina otprilike 10 puta veća od visine vodenog sloja koji bismo dobili kada bi se snežni pokrivač istopio. Mnogo manja je gustina snežnog pokrivača od vrlo suvog snega.

Snežni pokrivač se u toku vremena sleže i njegova gustina postaje sve veća. Mnogo je veća gustina mokrog kao i donjih slojeva debelog snežnog pokrivača, koja može dostići gustine od 0,5 kg/dm^3 i više. Ovi podaci su vrlo važni za privredu, za određivanje sadržine vode u snegu koja se za vreme topljenja koristi za dobijanje električne energije u hidroelektranama, u poljoprivredi itd.

Struktura snežnog pokrivača može biti vrlo različita. U njemu često nalazimo slojeve žućkaste i crvenkaste boje (*žuti sneg*). To je sneg pomešan sa prašinom koja ima svoj izvor obično u pustinjama. Kod nas potiče takva prašina iz Sahare!

Na snežnom pokrivaču rado se stvara slana i inje. Pod jakim udarima vetra gornja površina snega postaje tvrda i dobija najrazličitije, ponekada fantastične oblike. Kakav je snežni pokrivač, naročito njegovi gornji slojevi, od značaja je za zimski sport. Proučavanjima ove vrste posvećena je zbog toga posebna pažnja.

Temperatura vazduha pri C tipu vremena je pod uticajem raznih faktora. Uticaj zračenja na promene temperature u toku dana, pogotovo ako su oblaci gusti, sveden je na minimum, tako da se iz tih uzroka temperatura vazduha pri tlu u toku dana skoro ne menja. Ali značajni mogu biti oni uticaji na temperaturu koji potiču od topljenja snega, kondenzacije i isparavanja.

a. Uticaj topljenja snežnih pahuljica na temperaturu vazduha. Na visini gde se tope snežne pahuljice atmosfera se hladi. Sa hlađenjem vazduh postaje nestabilan i počinje da pada i da se pri tome adijabatski zagreva. Pod pretpostavkom da je atmosfera stabilna ($\gamma < \gamma_a$) rashlađeni vazduh pada sve sporije i zaustavlja se na visini gde se njegova temperatura izjednači sa temperaturom okolnog vazduha. Za vreme zaustavljanja rashlađeni vazduh ima jednaku temperaturu kao okolna atmosfera.

Gde je sada zahlađenje?

Zahlađenje treba da tražimo u sloju vazduha kroz koji prolazi rashlađeni vazduh! To je razumljivo kad uzmemo u obzir da se prilikom padanja rashlađenog sloja vazduha kroz taj sloj nerashlađeni vazduh na pojedinim mestima probija na veće visine. Pri tome se on adijabatski hladi, što u podadijabatskoj atmosferi izaziva zahlađenje onog dela atmosfere kroz koji rashlađeni vazduh pada. Lako se možemo uveriti da to zahlađenje iznosi $(\gamma_a - \gamma)\,\Delta z$, gde je Δz srednja debljina sloja rashlađenog vazduha koji pada.

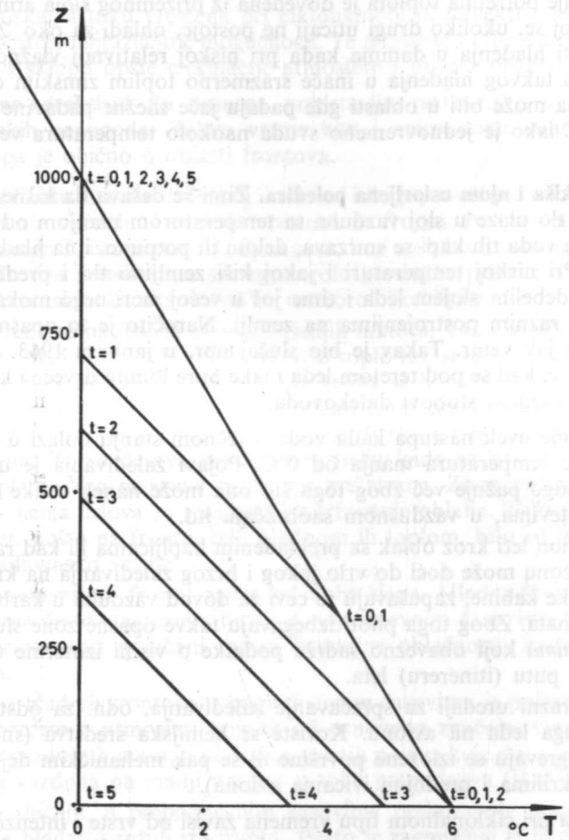
Opisani proces hlađenja neprestano se ponavlja, pri čemu je hlađenje u toku vremena tim jače što smo bliže visini topljenja, visini izvorne oblasti rashlađenog vazduha. Ta visina zajedno sa hlađenjem postepeno se premešta naniže.

Kad uzmemo u obzir navedeno, vidimo da topljenje snežnih pahuljica ima za posledicu na jednoj strani obrazovanje izotermije od 0°C, a na drugoj obrazovanje sloja sa pojačanim temperaturskim gradijentom neposredno ispod izotermije. U tom slučaju se gradijent ne može povećati iznad adijabatskog, pošto hlađenje okolne atmosfere može da postoji samo tako dugo dok je atmosfera podadijabatska, dok je $\gamma < \gamma_a$.

Hlađenje nezasićene atmosfere zbog topljenja snežnih pahuljica, pod određenim uslovima, prikazuje nam sl. 96. Slika se odnosi na slučaj kada se intenzitet padavina u toku vremena ne menja i iznosi 2 mm padavina po jedinici vremena, kada drugi uticaji na temperaturu vazduha ne postoje i kada je gustina vazduha oko 1,1 kg m^{-3}. U prikazanom slučaju već bi 10 mm padavina bilo dovoljno da se granica između snega i kiše premesti sa visine od 1000 m do tla, da se pri tlu pojavi sneg. U atmosferi, pod stvarnim uslovima, to obično traje duže, i to zbog transporta toplote naniže posredstvom turbulencije, zbog oslobađanja toplote kondenzacije itd. Procesi te vrste danas nisu dovoljno proučeni. Zbog neadijabatskih pojava, uzlaznih struja i turbulencije, na sl. 96 prikazani izotermni sloj u stvarnoj atmosferi obično nije lepo izražen. Retko je deblji od svega nekoliko stotine metara (Findeisen, 1937). Sloj se narušava u gornjem delu, i na visinama gde je do tada još padala kiša temperatura se smanjuje ispod 0°C.

U prikazanom primeru počeo je posle izvesnog vremena pri tlu padati sneg, temperatura se smanjila na 0°C, do vrednosti koja se više ne menja. Nešto slično

se u prirodi često dešava: smanjivanje temperature do pojave snega i temperatura oko 0°C za vreme padanja snega. Kada se u takvim slučajevima sneg javi u toku dana, on se u dodiru sa srazmerno toplim tlom delom topi i temperatura vazduha se kreće oko 0°C. Tek noću, naročito ako se razvedri, temperatura nije više stalna i živa u termometru može pasti duboko ispod 0°C.



Sl. 96. Približan prikaz menjanja temperature vazduha za vreme hlađenja nezasićene atmosfere gustine $\rho = 1$ kg m^{-3} zbog topljenja snežnih pahuljica pod uslovom da pri tlu u svakoj jedinici vremena padne 2 mm kiše. Prikazan raspored temperature sa visinom u trenucima vremena t=0 (kada je počeo da pada sneg na visini 1 000 m), 1, 2, ... 5.

Važno je skrenuti pažnju na činjenicu da u vazduhu, koji se zbog opisanog topljenja snežnih pahuljica hladi, relativna vlažnost raste (tabl. 2—II. 5). Ovo lako dovodi do zasićenja vodene pare, do pojave oblaka (magle) i oslobađanja toplote kondenzacije. Sve ovo bitno utiče kako na dalji hod temperature, tako i na intenzitet padavina (jačanje padavina prilikom padanja kroz oblake). U dalje opisivanje ove pojave ovde ne možemo više ulaziti (v. i str. 76—77).

b. Uticaj isparavanja kiše i snega na temperaturu vazduha je otprilike istog reda veličine kao onaj koji potiče od topljenja snega. Kojom brzinom isparavaju male kapi vode, prvi je pokazao Langmuir.

Kada pada kiša ili sneg u atmosferi sa malom relativnom vlažnošću isparavanje je naročito jako. Ako npr. nekog kišnog dana ispari jedan mm vode od kišnih kapi, a za isparavanje potrebna toplota je dovedena iz prizemnog sloja atmosfere debljine 1000 m, taj sloj se, ukoliko drugi uticaji ne postoje, ohladi za oko 2,5°C (str. 77). Slični su efekti hlađenja u danima kada pri niskoj relativnoj vlažnosti pada sneg. Kao posledica takvog hlađenja u inače srazmerno toplim zimskim danima temperatura vazduha može biti u oblasti gde padaju jače snežne padavine i u toku dana manja od 0°C iako je jednovremeno svuda naokolo temperatura veća od te vrednosti.

Ledena kiša i njom uslovljena poledica. Zimi se dešava da kišne kapi pre nego što padnu na tlo ulaze u sloj vazduha sa temperaturom manjom od 0°C. Prilikom daljeg padanja voda tih kapi se smrzava, delom ili potpuno, i na hladnom tlu pojavi se poledica. Pri niskoj temperaturi i jakoj kiši zemljino tlo i predmeti na njemu prekrivaju se debelim slojem leda i time još u većoj meri nego mokar sneg nanose štetu drveću i raznim postrojenjima na zemlji. Naročito je to opasno kada jednovremeno duva jak vetar. Takav je bio slučaj npr. u januaru 1963. i 1971. godine u dolini Neretve, kad se pod teretom leda i jake bure lomilo drveće i kad su se kidale žice i lomili gvozdeni stubovi dalekovoda.

Zaleđivanje uvek nastupa kada voda u tečnom stanju dolazi u dodir sa predmetima čija je temperatura manja od 0°C. Pojavi zaleđivanja je u meteorologiji posvećeno mnogo pažnje već zbog toga što ona može naneti velike štete i izazvati nesreće na putevima, u vazdušnom saobraćaju itd.

Kada avion leti kroz oblak sa prehlađenim kapljicama ili kad rashlađen avion ulazi u kišnu zonu može doći do vrlo jakog i brzog zaleđivanja na krilima, na proprozoru pilotske kabine, zapušavaju se cevi za dovod vazduha u karburator i Pitot-cevi instrumenata. Zbog toga piloti izbegavaju takve opasne zone služeći se *meteorološkim biltenima* koji obavezno sadrže podatke o visini izoterme t=0°C (»nulta izoterma«) na putu (itinereru) leta.

Postoje razni uređaji za sprečavanje zaleđivanja, odn. za odstranjivanje pojavljenih naslaga leda na avionu. Koriste se hemijska sredstva (snižavanje tačke mržnjenja), zagrevaju se izložene površine ili se pak mehaničkim dejstvima odstranjuje led (na krilima i prednjim ivicama aviona).

Stanje tla pri ciklonalnom tipu vremena zavisi od vrste i intenziteta padavina, od temperature vazduha i tla i prvenstveno još od vrste podloge. Ovde treba upozoriti na neke karakteristične slučajeve.

Kada kasno ujesen pada mokar sneg pri temperaturi vazduha oko 0°C, snežne pahuljice se pri dodiru sa srazmerno toplim zemljinim tlom tope. Za razliku od toga na travi, na granama drveća, na žicama telefonske i električne mreže itd. sneg se zadržava. Ovi predmeti sa srazmerno malim toplotnim kapacitetom se naime brzo rashlade na temperaturu 0°C. Posle izvesnog vremena od kada je počeo sneg da pada, prvo se zabele travnjaci, grane drveća, krovovi kuća itd. Pri tome su ulice i putevi još mokri ili prekriveni *lapavicom* (*bljuzgavicom*). Kada pak pada suvi sneg na hladnu podlogu, on prekrije tlo i ne lepi se za razne predmete na zemlji.

Posle prestanka snega u prvom navedenom slučaju, zbog dovođenja toplote sa unutrašnjosti zemljine podloge, tlo se osuši i sneg se zadržava samo na drveću

i drugim predmetima udaljenim od zemljinog tla. U drugom slučaju sneg se zadržava prvenstveno na tlu. U vezi sa navedenim, napominjemo da se posle prestanka kiše tlo tim brže osuši što je toplije u odnosu na prizemni vazduh, a da može dugo da ostane mokro ukoliko je tlo hladno.

Vazdušni pritisak. Kao pri advektivnom tipu vremena u pogledu menjanja vazdušnog pritiska, u toku vremena pri ciklonalnom ili advektivnom ciklonalnom tipu vremena postoje najrazličitije mogućnosti. Te promene zavise od opštih promena polja pritiska u sklopu opšte cirkulacije atmosfere i uticaja orografskih prepreka.

Ciklonalno-advektivni tip vremena predstavlja padavinsko vetrovito vreme bez grmljavinskih nepogoda. Takvo vreme kao i vreme ciklonalno konvektivno advektivnog tipa je obično u oblasti frontova.

Vreme na frontu. U meteorološkoj literaturi bilo je posvećeno vrlo mnogo pažnje dinamici strujanja vazduha i razvoju vremena na frontu. Prvenstveno su zapaženi radovi Norvežanina T. Bergerona i J. Bjerknesa, koji su bili od tolikog značaja da su u vreme između dva svetska rata sve meteorološke službe prihvatile metod analize sinoptičkih vremenskih karata norveške meteorološke škole.

Razvoj vremena na frontu zavisi od raznih faktora. Tako se ponekad u letnjim mesecima, kada hladan vazduh prodre na vrlo toplo tlo, stvara u hladnom vazduhu neposredno iza hladnog fronta oblak u vidu valjka sa horizontalnom osom rotacije koji je praćen gradom, pljuskovima kiše, električnim pražnjenjima i olujnim vetrovima. U drugim prilikama opet, prodor se izvrši skoro neprimetno i pri potpuno vedrom vremenu. To se dešava prvenstveno noću kada se hladan vazduh prelije preko nekog planinskog masiva i razlije na sve strane. Zbog opšteg spuštanja — divergencije — nema uslova za stvaranje i održavanje oblaka. Takvo vreme je ipak izuzetan primer, pošto na frontu, bilo hladnom ili toplom, bilo na frontu okluzije, preovlađuje padavinsko vreme.

Razvoj vremena na frontu zavisi od doba dana. Hladni frontovi u prepodnevnim časovima često stagniraju, da bi u popodnevnim časovima hladan vazduh pojačanom brzinom, uz pojačani razvoj frontalne oblačnosti, nastavio svoj dalji put prodiranja.

Stagnacija hladnih frontova u prepodnevnim časovima je pojava koja ukazuje na određene procese u atmosferi koji su od osnovnog značaja. Ona je vezana za transformaciju vazdušnih masa, a posledica je istih pojava koje dovode do skupljanja jezera hladnog vazduha na manji prostor u toku prepodneva (sl. 83).

U ovom slučaju, u prepodnevnim časovima preko tople podloge i insolacijom zagreva se hladan vazduh iza fronta. Pošto je zagrevanje u blizini fronta jače nego u unutrašnjosti, to se pri tlu u hladnom vazduhu u prepodnevnim časovima gradijent pritiska prema frontu pojačava, a na visini smanjuje (II. 6). Jednovremeno se, prema dinamičkom graničnom uslovu, povećava nagib granične površine hladnog vazduha.

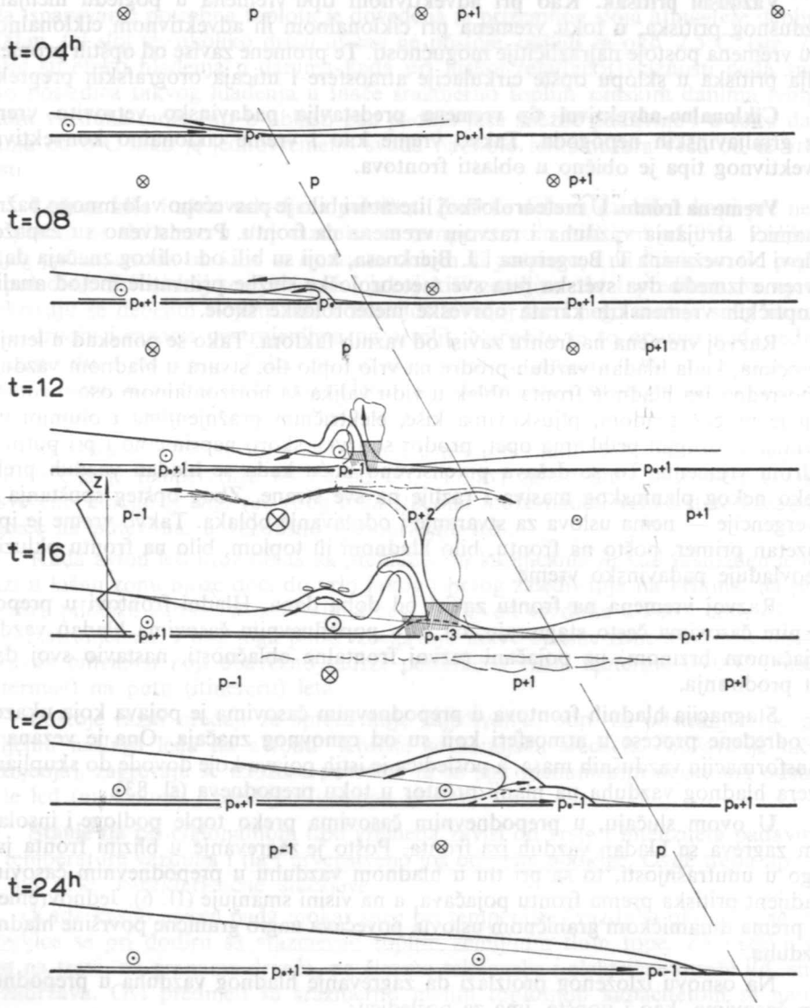
Na osnovu izloženog proizlazi da zagrevanje hladnog vazduha u prepodnevnim časovima, kao i uopšte, ima za posledicu:

1. smanjivanje brzine premeštanja hladnog fronta,
2. uzlazna kretanja u hladnom vazduhu u oblasti fronta i
3. pojačan transport hladnog vazduha prema frontu i regeneraciju fronta.

Zbog navedenog priliva hladnog vazduha prema frontu u atmosferi se vazdušne mase ne transformišu parcijalno preko graničnih površina koje ih dele,

već u celini. Razlike u fizičkim osobinama dve vazdušne mase na samom frontu postoje toliko dugo dok te dve mase različitih osobina postoje.

Uzimajući u obzir da brzina premeštanja fronta zavisi od zagrevanja i hlađenja hladnog vazduha, vidimo da razvoj vremena na frontu zavisi od doba dana.



Sl. 97. Šematski prikaz razvoja vremena na frontu jednog letnjeg dana kada hladan, srazmerno vlažan vazduh, prodre na toplo tlo. Stagnacija fronta u prepodnevnim časovima zbog zagrevanja prodrle hladne vazdušne mase.

Noću je atmosfera stabilna i prodor se vrši iznad srazmerno hladne podloge. Zbog toga je tada frontalna oblačnost često slabo razvijena i ponekad ne postoji.

Zagrevanje hladnog vazduha, tj. povećavanje njegove zapremine u oblasti hladnog fronta najjače je u prepodnevnim časovima. Tamo zbog toga tada dolazi na visini do divergencije mase, a pri tlu do pada vazdušnog pritiska. Time se pojačava gradijent pritiska prema frontu, i to sa jedne i druge strane, što pojačava priticanje vazduha, i hladnog i toplog, prema frontu. Sve to, najkasnije u prvim popodnevnim časovima, dovodi do naglog pojačanja frontalne oblačnosti i u toplim danima godine do spontanog razvoja grmljavinskih nepogoda.

Ispod padavinskih oblaka vazduh se hladi, i to prvenstveno zbog isparavanja kišnih kapi, zbog topljenja snežnih pahuljica na većim visinama i zbog eventualnog topljenja zrna grada. Pri jačim padavinama to hlađenje je jako i ispod oblaka, a naročito ispod kumulonimbusa se obrazuje posebna hladna vazdušna masa sa posebnim frontom (»*olujina*«), koji se od izvornog mesta premešta prvenstveno na one strane gde su visine zemljinog tla manje (IV. 6). Time je hladan front aktiviran i zajedno sa hladnim vazduhom, koji se ispod padavinskog oblaka stalno nanovo stvara, premešta se dalje prema toplom sektoru, ponekada olujnom brzinom. Pri tome dolazi do dizanja toplog vlažnog vazduha, do obrazovanja jakih padavinskih oblaka. U takvim slučajevima u toplom vazduhu malo dalje od fronta, gde je vedro i duvaju više ili manje jaki vetrovi, postoje i silazna strujanja vazduha. Pojava takvih strujanja pri tlu vezana je za privremeni porast temperature vazduha.

Već u drugoj polovini popodneva počinje smirivanje atmosfere. Zbog hlađenja povećava se stabilnost donjih slojeva atmosfere, nagib granične površine hladnog vazduha se smanjuje i uveče često ostaju u oblasti fronta samo ostaci kumulonimbusa, koji su tokom dana dostigli velike visine, možda čak tropopauzu, tj. inverzioni sloj kao prepreku za dalji razvoj oblaka.

Šematski prikaz jednog takvog razvoja vremena na frontu tokom dana prikazuje nam sl. 97.

8. OPŠTA CIRKULACIJA ATMOSFERE

Strujanje vazduha u atmosferi posledica je toplote koja dolazi sa Sunca i koja se posle pretvaranja u razne druge vrste energije ponovo vraća u vasionu. Zbog rotacije i revolucije Zemlje, zbog toga što zemljina osa ne stoji normalno na ekvatorsku ravan (stoji pod uglom od 66°33′), opšta cirkulacija atmosfere vrlo je složena i promenljiva. Ipak su jako izražene razne periodske promene (npr. razlike između leta i zime, dana i noći) u strujnom polju atmosfere, a time i u razvoju vremena.

Kakva je opšta slika strujanja vazduha u atmosferi i kako su ta strujanja povezana sa vremenom, sa raspodelom pritiska i temperature, vlažnosti vazduha, padavina i oblaka na zemljinoj kugli? Da bismo o svemu tome dobili opštu predstavu, daćemo ovde nekoliko podataka o srednjem stanju atmosfere na zemljinoj kugli, a prvenstveno u januaru i julu, u najhladnijem i najtoplijem mesecu severne polulopte.

Srednja raspodela atmosferskog pritiska pri tlu. Sl. 33 i 34 nam prikazuju kakav je taj raspored redukovan na površinu mora u januaru i julu. Iz slika vidimo između ostalog sledeće:

1. Pri tlu je vazdušni pritisak neravnomerno raspoređen. Razlike između najvećih i najmanjih vrednosti su veće u hladnoj nego u toploj polovini godine. U

odnosu na apsolutnu vrednost te razlike nisu velike i iznose svega 3% zimi i oko 2,5% leti od srednje vrednosti pritiska na moru (760 mm Hg).

2. Razlika u temperaturi između kontinenata i mora jako se odražava na raspored pritiska. Zimi je vazdušni pritisak pri tlu najviši iznad vrlo hladnog evroazijskog kontinenta, gde se često zadržava termički anticiklon velikih razmera. Slično je vazdušni pritisak tada visok iznad hladne Severne Amerike, a u julu (zima na južnoj polulopti) iznad Australije. Za razliku od toga, leti su lepo izražene oblasti niskog vazdušnog pritiska iznad vrućih prostranstava Indije, Arabije i Sahare. Te depresije su termičkog porekla. Jednakog porekla je slaba depresija koja se leti u proseku zadržava iznad zapadnog dela toplog kontineta Severne Amerike. U oblasti polova postoji uvek, i leti i zimi, oblast visokog atmosferskog pritiska.

3. Zimi su na severnoj polulopti jasno izražene tri oblasti niskog vazdušnog pritiska, od kojih dve zapremaju severne oblasti okeana (islandska i aleutska depresija), a jedna Sredozemno more (đenovska depresija). Leti su prva dva područja niskog vazdušnog pritiska ograničena na vrlo uzan, najseverniji deo okeana.

4. U suptropskom pojasu, sa težištem na oko 30° geografske širine zimi i na oko 40° geografske širine leti, na jednoj i drugoj polulopti uvek je lepo izražena oblast visokog vazdušnog pritiska. Po intenzitetu ti se anticikloni u toku godine ne menjaju mnogo.

5. U ekvatorijalnom pojasu je tokom cele godine pritisak niži nego u okolini i prilično je neujednačen. Termički efekti dolaze i ovde do izražaja (npr. lepo izraženo sniženje pritiska iznad centralne Afrike u januaru).

Raspodela vetrova pri tlu. Vetrovi pri tlu u uzročnoj su vezi sa poljem vazdušnog pritiska, što delom vidimo i upoređenjem slika 33 i 98, od kojih druga prikazuje strujanje vazduha iznad Atlantskog okeana u januaru. Tu kartu je objavio Kepen (1894 — 1921); ona je rezultat vrlo brižljive analize podataka o vetru iznad okeana koje je dobio iz dnevnika jedrenjaka. Daćemo u vezi sa gornjim opisom srednje raspodele vazdušnog pritiska pri tlu glavne opšte karakteristike strujnog polja atmosfere.

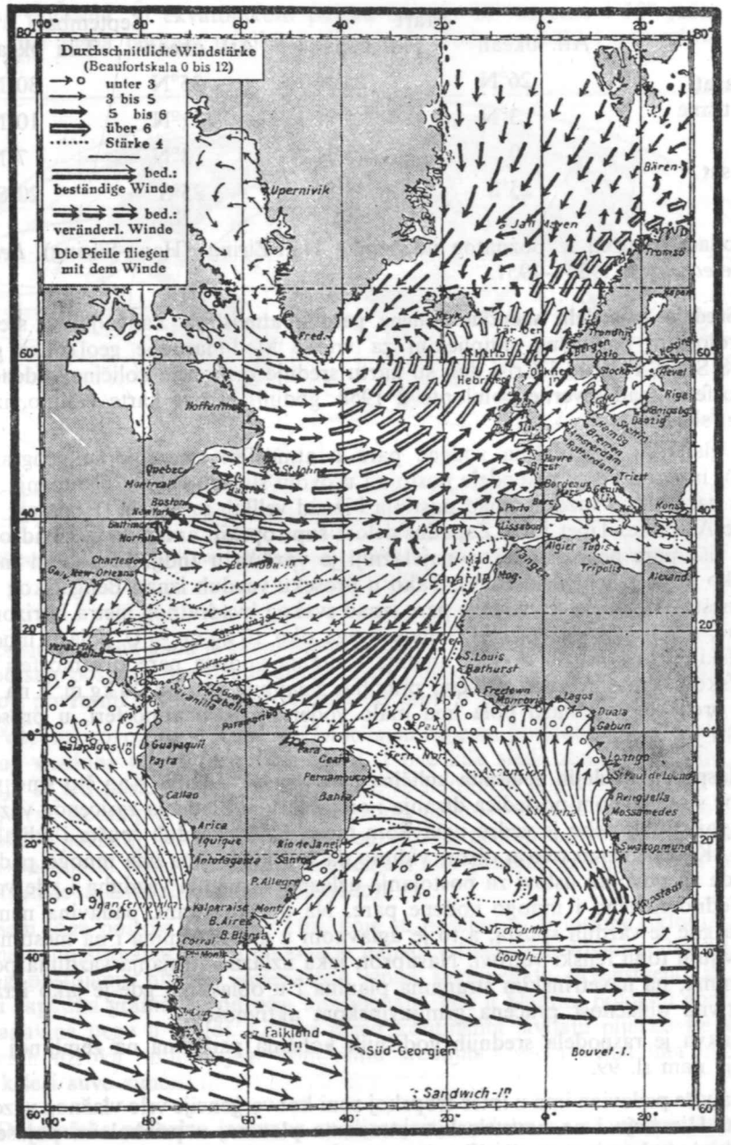
1. U hladnoj polovini godine, sa jakim gradijentima vazdušnog pritiska, vetrovi su jači nego u toploj. Tako je npr. srednja jačina vetra iznad većeg dela Atlantskog okeana zimi veća od 6 Bofora. (v. str. 219), dok leti nije veća od 3 do 5 Bofora. Slično važi i za pasatske vetrove koji, sem u uskom pojasu duž ekvatora, duvaju između širine oko 30°N i 25°S kao stalni NE, odnosno SE vetrovi.

2. Zbog rashlađenosti kontinenata u hladnoj i zagrejanosti u toploj polovini godine, pasatska cirkulacija je na raznim mestima poremećena *monsunskom cirkulacijom*: strujanjem vazduha prema kontinentu leti i od kontinenta zimi. Tako u Indijskom okeanu (između 20°N i ekvatora) mesto pasatskih duvaju monsunski vetrovi (monsuni): zimi severni, leti jugozapadni.

3. Dve oblasti niskog atmosferskog pritiska na severnoj polulopti u severnim oblastima okeana u hladnoj polovini godine odlikuju se jakim vetrovima i konvergentnim strujanjima. Za razliku od pasatskih i monsunskih, ti su vetrovi vrlo nestalni i zavise od razvoja ciklona.

4. U dva pojasa oko zemlje na jednoj i drugoj polulopti gde se zadržavaju suptropski anticikloni vetrovi su slabi. To su poznate suptropske tišine (*kalme*) gde postoji opšte spuštanje vazduha koji dolazi sa velikih visina i koji pri tlu teče delom prema polovima, delom prema ekvatoru (uticaj devijacije na pravac vetru, sl. 42).

5. Zone pasatskih vetrova odvojene su jedna od druge zonom tišine i prizemne konvergencije (inter-tropska zona konvergencije) u ekvatorskom pojasu niskog vazdušnog pritiska. Položaj ove zone menja se sa Suncem (zaostaje tri meseca).



Sl. 98. Prosečni raspored vetra na Atlantskom okeanu u januaru i februaru (prema W. Köppenu).

Zbog veće površine zagrejanog kopna na severnoj nego na južnoj polulopti, ova zona se nalazi uglavnom uvek u celini na severnoj polulopti. Sledeća tablica daje nam srednje položaje granica pasatskih oblasti i ekvatorske zone tišina u ekstremnim mesecima.

	Mart		Septembar	
	Atl. okean	Tihi okean	Atl. okean	Tihi okean
NE pasat	26°N	25°N	35°N	30°N
Zona tišine	3°N	5°N	11°N	10°N
	0	3°N	3°N	7°N
SE pasat	25°S	28°S	25°S	20°S

Ovi podaci su uzeti iz poznatog udžbenika Han-Ziring (Hann-Süring) *Lehrbuch der Meteorologie* 1938—1951.

Srednja raspodela sadržine vodene pare u atmosferi. Zahvaljujući sređenim meteorološkim podacima skupljenim za vreme Međunarodne geofizičke godine 1957/58 Starr, Peixoto i Crisi dali su kartu srednje raspodele količine vodene pare u atmosferi iznad severne polulopte u 1958. godini. Iz ove karte vidimo, između ostalog, sledeće:

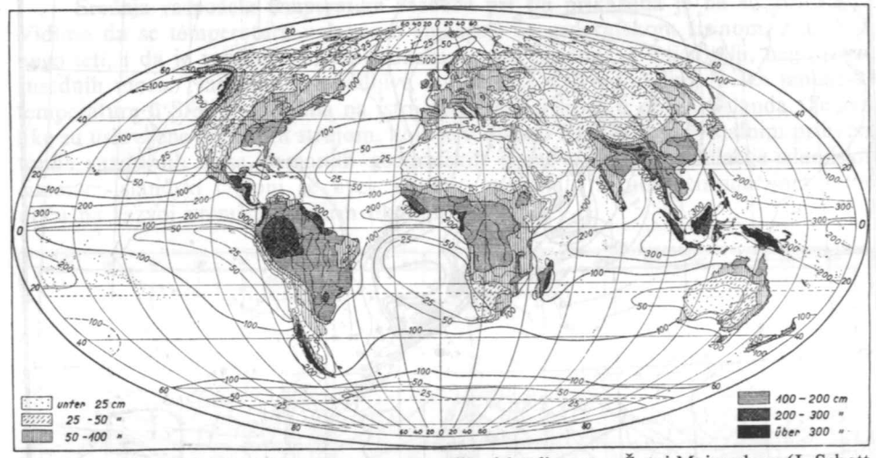
Uglavnom se sadržina vodene pare u atmosferi smanjuje sa geografskom širinom, iako od takve raspodele postoje i u ovom slučaju velika odstupanja. Malo vodene pare sadrži vazduh iznad pustinja i iznad velikih uzvišenja (Himalaji, zapad Severne Amerike, Tibet itd.). Zapadni delovi suptropskih anticiklona iznad okeana sadrže više pare nego istočni, a najvlažniji je vazduh u Indiji i okolnim morima (Arapsko more i Bengalski zaliv). Tako u proseku vazduh iznad Bengalskog zaliva sadrži nešto više od 50 kg vodene pare iznad svakog kvadratnog metra horizontalne površine, a na istoj širini iznad Sahare svega oko 10 kg m^{-2}. U pojasu umerenih geografskih širina od 40 do 60° srednja sadržina vodene pare u atmosferi se sa geografskom širinom svuda prilično pravilno smanjuje i to od 20 kg m^{-2} na 10 kg m^{-2} u proseku. U oblasti pola ima malo vodene pare u atmosferi, u proseku 5 kg m^{-2} i još manje.

Raspodela srednjih godišnjih količina padavina na Zemlji. Kao što smo videli, padavine su uglavnom posledica dizanja i adijabatskog hlađenja zasićenog vazduha. Na drugoj strani, nebo je vedro uglavnom tamo gde se vazduh spušta i adijabatski zagreva. Kad uzmemo ovo u obzir, vidimo da u toku godine ima mnogo padavina tamo gde su povoljni uslovi za postojanje uzlaznih strujanja vazduha i gde vazduh sadrži jednovremeno i mnogo vodene pare. Na drugoj strani, padavina nema na mestima gde se vazduh spušta, a to je uglavnom u anticiklonima i na mestima gde se pojavljuju topli fenski vetrovi. Nasuprot, jaka uzlazna strujanja vazduha postoje u ciklonima, na navetrinskim stranama planina i u oblastima gde je jako izražena konvektivna oblačnost praćena grmljavinskom aktivnošću.

Kakva je raspodela srednjih godišnjih količina padavina na zemljinoj kugli prikazuje nam sl. 99.

Najviše padavina ima u inter-tropskoj zoni konvergencije vrlo vlažnog vazduha, u oblasti Himalaja i na navetrinskim stranama planina, u priobalnim pojasevima zapadnih obala kontinenata (Indija, Severna Amerika, na raznim mestima u Evropi). Suptropski pojasevi visokog atmosferskog pritiska, a prvenstveno velike pustinje, koje se većinom na tom mestu nalaze, su predeli sa vrlo malo padavina. I polarne oblasti, gde hladan vazduh sadrži malo vodene pare, a pogotovo zimi, vrlo su siromašne sa padavinama.

Godišnji hod padavina zavisi od raznih faktora, a u najvećoj meri od geografskog položaja. U ekvatorskom pojasu između 10° severne i 10° južne širine postoje dva kišna perioda u toku godine, uglavnom u aprilu i novembru, dakle



Sl. 99. Srednja godišnja količina padavina na zemljinoj kugli, prema Šotui Majnardusu (J. Schott, W. Meinardus).

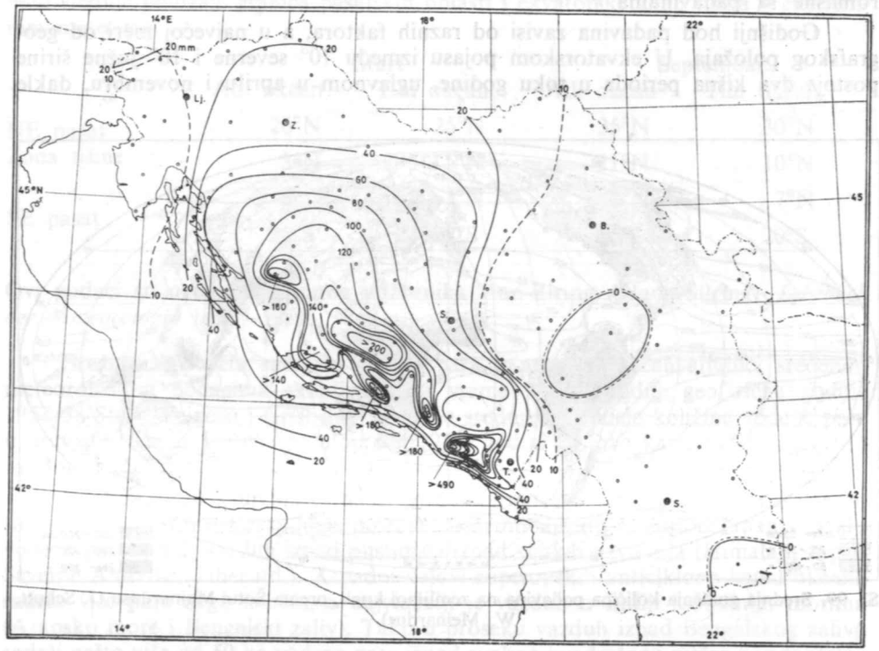
nešto posle vremena kada je tamo Sunce u zenitu. Samo jedan kišni period tropskih kiša godišnje postoji s obe strane ekvatorskog pojasa i proteže se približno do jednog i drugog povratnika. Taj period je duži od onih u inter-tropskoj zoni.

Posebno govorimo o *monsunskim kišama* koje su posledica priticanja vlažnog morskog vazduha na zagrejani kontinent. I ove kiše slede zenitnom stanju Sunca i javljaju se leti posle sušnog perioda, kada se kontinent jako zagreje. Monsunske kiše severne polulopte (jugozapadni monsun) postoje od juna do avgusta ili septembra. Najpoznatiji su indijski i istočnoazijski, a postoji i evropski monsun, koji obično počinje 6. juna, donoseći zahlađenje i kiše praćene grmljavinskim nepogodama (jun je u Evropi srazmerno hladan).

Sem toga postoje *ciklonske kiše*, koje su posebno u tropskim ciklonima jake. Na umerenim širinama razvoj ciklona je najjači u hladnoj polovini godine, a vezan je zbog postojanja hladnih anticiklona iznad kontinenata prvenstveno za mora, obale i zapadna granična područja kontinenata, gde u hladnoj polovini godine ima više padavina nego u toploj. Leti se iznad kontinenta javljaju pljuskovite kiše. Iz navedenih uzroka unutrašnjost kontinenta srednjih i većih širina ima uglavnom letnje kiše i suve zime.

Orografske padavine izazvane su dizanjem vazduha na navetrenim stranama planina. One postoje na raznim mestima u atmosferi u svim godišnjim dobima i uglavnom su neuporedivo jače od ciklonskih (frontalnih) padavina. Nisu još do-

voljno objašnjene *dugotrajne* i *prostrane padavine* (*kiša »posvudica«*), koje na umerenim širinama postoje sad tu, sad tamo. Jedan primer takvih kiša prikazuje nam sl. 100.



Sl. 100. Koncentracija jakih padavina u uskom prostoru u Jugoslaviji. Primer dugotrajnih padavina. Padavine su u velikoj meri bile uslovljene zastojem vazduha na južnim padinama Dinarskih planina, a pale su u toku 48 časa (11 i 12. dec. 1959).

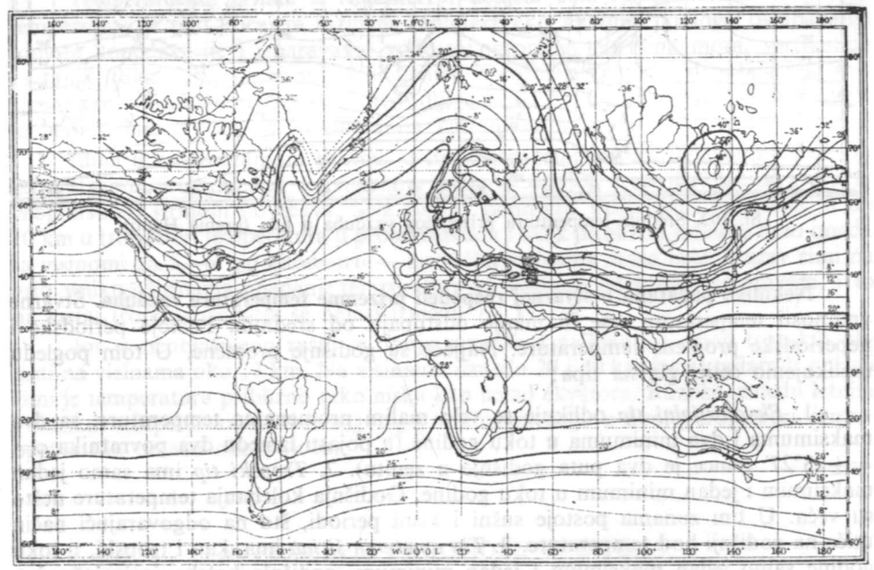
Nekoliko ekstremnih vrednosti. U Evropi ima najviše padavina (450 do 500 cm godišnje) na zapadnoj obali Velike Britanije u Velsu i u Crkvicama u pozadini Boke Kotorske. Najviše padavina godišnje na svetu padne u oblasti indijskog monsunskog područja (Čerapundji 1100 cm), a možda još više na nekim mestima na Havajima. Verovatno ne postoji mesto na Zemlji gde nikada ne pada kiša, odnosno sneg.

Raspodela grmljavinskih nepogoda (grmljenja). Toj raspodeli bilo je u meteorologiji posvećeno mnogo pažnje. Danas imamo karte raspodele grmljavina na zemljinoj kugli za svaki mesec (Publikacija Svetske meteorološke organizacije 1956), ali ovde ćemo se zadovoljiti samo opisom glavnih karakteristika te raspodele (Israël, 1957).

Glavna grmljavinska aktivnost postoji na kopnu u tropima sa centrima u centralnoj Africi, Centralnoj Americi, Indiji i Indoneziji. Iznad mora grmljavinska aktivnost bitno je manja nego iznad kopna. Na kopnu postoji izraziti dnevni hod grmljavinske aktivnosti; najmanja je u prepodnevnim, a najveća u popodnevnim časovima. Iznad mora dnevni hod mnogo je slabije izražen i nekako suprotan: maksimum noću, minimum danju. U srednjoj vrednosti procenjuje se da na celoj zemljinoj kugli jednovremeno postoji oko 2000 grmljavina i ukupno po 30 munja u svakoj sekundi.

Na Zemlji grmljavinska aktivnost u toku dana nije razvnomerno raspoređena: najviše ima grmljavina između 14 i 20 časova po griničkom (»*svetskom*«) vremenu, a izrazit minimum je u 3 časa po svetskom vremenu. Taj hod je posledica karakterističnе raspodele kontinenata na kojim postoji izrazit dnevni hod sa maksimumom u ranim popodnevnima časovima (po lokalnom vremenu). Danas se procenjuje da se grmljavinske nepogode koje jednovremeno postoje na zemljinoj kugli nalaze nekako iznad jednog stotog dela zemljine površine.

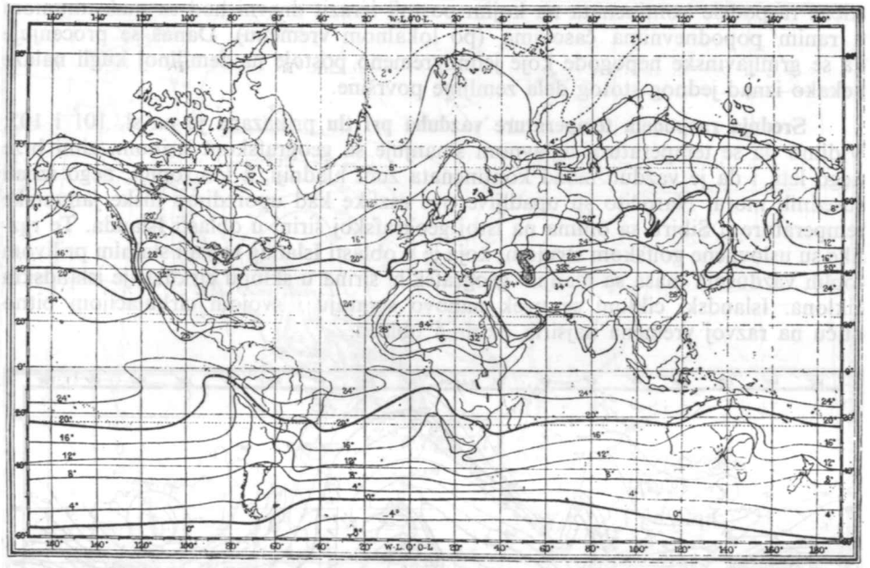
Srednja raspodela temperature vazduha pri tlu prikazana je na sl. 101 i 102. Vidimo da se temperatura uglavnom smanjuje sa geografskom širinom, zimi brže nego leti, i da je vazduh iznad kontinenata zimi hladniji, a leti topliji, nego iznad susednih mora. Naročito su upadljive ove razlike kad uporedimo niske januarske temperature u Sibiru sa onima na istoj geografskoj širini u oblasti Islanda. Te razlike su uslovljene golfskom strujom, koja je u oblasti Islanda topla i stalnim prilivom toplih vazdušnih masa sa manjih geografskih širina u sklopu cirkulacije islandskih ciklona. Islandski cikloni se uvek nanovo stvaraju i svojom cirkulacijom bitno utiču na razvoj vremena najširih okolnih oblasti.



Sl. 101. Srednja temperatura prizemnog vazduha u januaru (prema Hanu).

Proučavanju horizontalne raspodele temperature vazduha u atmosferi bilo je posvećeno, i još se posvećuje, mnogo pažnje. Prva karta »godišnjih« izotermi potiče od velikog naučnika A. Humboldta (1817). »Prve mesečne izoterme« objavio je direktor nemačke meteorološke službe Dove (1848 i 1852). Nove karte izotermi pripremio je Han i objavio u svom Atlasu klime (1887). Ovde prikazane slike uzete su iz gore pomenutog udžbenika Han-Ziring, *Lehrbuch der Meteorologie*. Ove izoterme konstruisane su tako što su vršene prethodno redukcije temperature na površinu mora, i to pod pretpostavkom da se temperatura smanjuje sa visinom za 0,5°/100 m.

Danas postoji više prikaza raspodele prizemne temperature vazduha, ali oni se bitno ne razlikuju od ovde navedenih.



Sl. 102. Srednja temperatura prizemnog vazduha u julu (prema Hanu).

Nekoliko podataka o stvarnoj raspodeli prizemne temperature vazduha. Stvarne vrednosti temperature više ili manje odstupaju od srednjih. Postoje periodske i neperiodske promene temperature. Najjače su godišnje promene. U tom pogledu razlikujemo četiri glavna tipa:

1. *Ekvatorijalni tip* odlikuje se vrlo malim promenama temperature, sa dva maksimuma i dva minimuma u toku godine (u pojasu između dva povratnika $\varphi = \pm 23°27'$ Sunce je dva puta godišnje u zenitu). 2. *Tropski tip* ima samo jedan maksimum i jedan minimum u toku godine. Godišnja kolebanja temperature nešto su veća. U tim zonama postoje sušni i kišni periodi, što na odgovarajući način utiče na godišnji hod temperature. 3. *Tip umerenih širina* ima, kao i tropski, u toku godine samo jedan maksimum i jedan minimum, godišnje kolebanje je jače, i u srednjem delu pojasa umerenih širina podjednako dolaze do izražaja sva četiri godišnja doba. 4). *Polarni tip* godišnjeg hoda temperature uslovljen je niskim Suncem, tj. postojanjem polarne noći i polarnog dana. Godišnji hod temperature ima po jedan izraziti maksimum i minimum na kontinentu. Godišnje amplitude su vrlo velike (Verhojansk jan. —50,5°, jul +15,4°C).

Svaki od navedenih tipova deli se uglavnom još na dva — na kontinentalni i maritimni, pri čemu prvi ima veća, a drugi manja godišnja kolebanja.

Na umerenim geografskim širinama vreme je vrlo promenljivo, i iz godine u godinu se menja. Postoje tople i hladne zime, topla i hladna leta, postoji bezbroj kombinacija u razvoju vremena, a time i problema koji su predmet interesovanja

čoveka. Danas npr. nije pronađen zakon prema kome se redaju hladne i tople zime, tako da ne treba verovati onima koji predskazuju kakvo će biti vreme posle mesec, dva dana ili više.

Sa geografskom širinom menja se razlika između najviše i najniže dnevne temperature (dnevna temperaturska amplituda), uglavnom se smanjuje. U polarnim oblastima u blizini polova za vreme polarne noći dnevno kolebanje temperature se više ne primećuje.

Apsolutni temperaturski ekstremi. Najviša temperatura vazduha pri tlu na malim nadmorskim visinama (u termometarskom zaklonu na visini od 2 m iznad tla) dostiže vrednost od 50°C (Arabija, Mesopotamija, Sahara, Pendžab, Arizona i unutrašnjost Australije). U oblasti Verhojanska (severoistočna Azija) zabeležene su temperature do —70°. U unutrašnjosti Grenlanda najniže temperature su oko —60°C. Još niže temperature nego na istočno-sibirskom »polu hladnoće« postoje na srazmerno velikim visinama Antarktika, gde su nagomilane ogromne količine večitog leda i snega. Tamo su zabeležene temperature niže od —80°C.

Temperaturske prilike u troposferi i donjem delu stratosfere. U troposferi temperatura je pod uticajem razmene toplote preko zemljine podloge, oslobađanja toplote kondenzacije i isparavanja vode sa ogromnih površina mora, vertikalnih kretanja (dinamičko zagrevanje i hlađenje), apsorpcije i emisije dugotalasnog zračenja, kao i turbulentne toplotne provodljivosti. Temperatura stratosfere uslovljena je prvenstveno zračenjem i vertikalnim kretanjima vazduha.

Idući u horizontalnom pravcu, u troposferi temperatura uglavnom opada sa geografskom širinom, dok se, suprotno tome, u donjoj stratosferi temperatura sa geografskom širinom povećava. Sem zimi u polarnim oblastima, do visine 8 do 10 km u troposferi temperatura u proseku svuda i uvek približno jednako brzo opada sa visinom: za 5—6° po kilometru — na većim visinama nešto brže. Izuzev zimi na vrlo velikim širinama opadanje temperature sa visinom odjednom se prekida, i to na visini tropopauze koja se nalazi između 7 i 17 km.

Još je neobjašnjeno zašto je donja atmosfera najhladnija iznad tropskih oblasti na visinama oko 17 km. Na visinama između 20 i 40 km iznad polarnih oblasti zimi je temperatura približno tako niska kao iznad ekvatora. Razlike između letnjih i zimskih temperatura su veće u gornjoj stratosferi nego u donjoj troposferi, izuzev opet malih oblasti oko polova.

9. PROBLEM PROGNOZE VREMENA

Čovek se oduvek interesuje kakvo će vreme biti sutra, na koji način će moći provesti sutrašnji dan u zavisnosti od atmosferskih prilika. Danas svaka razvijena meteorološka služba daje, na osnovu velikog broja meteoroloških podataka, prognozu vremena, tj. mišljenje kakvo će biti vreme u bližoj budućnosti. Daju se dnevne, srednjoročne i dugoročne prognoze, a objavljuju se i posebna upozorenja o naglom pogoršanju vremena (približavanje nepogode, mogućnost pojave jutarnjeg mraza itd). Srednjoročna prognoza daje se za nekoliko narednih dana, a dugoročna za još duži period, možda i za celu sezonu (sezonska prognoza).

Svaka prognoza vremena zasnovana je na našem poznavanju zakona kretanja vazduha u atmosferi u vezi sa razvojem vremena i na meteorološkim podacima koji

nam stoje na raspolaganju. Pošto atmosfera čuva u sebi još mnogo tajni, a naše znanje je ograničeno, i podaci su oskudni, te je kvalitet prognoza vrlo različit. Pored toga, vreme nije svuda i uvek jednako stabilno, tako da jedan te isti prognostičar daje u određenim situacijama bolje, u drugim slabije, možda i vrlo slabe prognoze vremena.

Lokalna prognoza vremena. Polazeći od posmatranja vremena u mestu, možemo često dati sa većom ili manjom tačnošću prognozu vremena za nekoliko časova i za duži period unapred. Ako je npr. ujutru jednog letnjeg dana vedro i mirno, a vazdušni pritisak visok, onda sa velikom verovatnoćom očekujemo da bude i prepodne vreme uglavnom vedro. Već je teže pitanje kakvo će vreme biti posle podne. Možda će i tada biti uglavnom vedro, možda će se pojaviti i grmljavinske nepogode . . . Na osnovu podataka dobijenih samo posmatranjem na jednom mestu prognostičar verovatno neće biti u stanju da predvidi popodnevno vreme. On ne zna kakva je stabilnost vazduha i kakvo je na širem području mesta gde se on nalazi strujno polje, kako se tamo vreme razvija itd.

Na osnovu malobrojnih podataka mi uglavnom nismo u stanju da predvidimo budući razvoj vremena čak ni pri jednostavnim stanjima, a kamoli u složenijim. Ali ipak stvar nije potpuno beznadežna, i na osnovu sistematskih proučavanja i obrade meteoroloških podataka mogu se dobiti podaci koji nam govore o tome sa kolikom *verovatnoćom* možemo očekivati takvo ili onakvo vreme. Tako možemo npr. u Ljubljani u mesecu avgustu očekivati da će jutarnja magla iščeznuti najkasnije do 10 časova, a u junu, kada se magle najređe pojavljuju, najkasnije do 9 časova. U istom gradu treba npr. posle nekog severnog tipa vremena očekivati u martu mesecu sledeći dan vreme sa više od 1 mm padavina sasvim izuzetno, dok u letnjim mesecima, zbog jakog razvoja konvektivne oblačnosti, takvo vreme se može pojaviti u 25% slučajeva.

Navedeni podaci su dobiveni statističkom obradom podataka iz petogodišnjeg niza posmatranja. Navešćemo još nekoliko primera zasnovanih na iskustvu i poznavanju dinamike atmosfere.

Posle izvršenog prodora hladnog vazduha ponekada se vreme brzo razvedri, vazduh postaje vrlo čist, a vidljivost velika. Poznato je da takvo vreme nije stabilno i da uglavnom ne traje dugo. Razvedravanje i pojačana vidljivost posledica su opšteg spuštanja vazduha. Ukoliko to spuštanje nije posledica orografskih uslova, ono je vezano za talasanje vazduha velikih razmera, tako da uskoro sledi vreme sa uzlaznim strujanjem i padavinama. Znači, posle naglog razvedravanja, kada je vidljivost velika, često treba uskoro očekivati pogoršanje vremena.

Pri vedrom vremenu u Dubrovniku duvaju tokom noći i ujutru u toplom delu godine ponekada jaki suvi severni-severoistočni vetrovi. Skoro sa sigurnošću možemo očekivati da će takav kontinentalni vetar već u prvim prepodnevnim časovima da se stiša, da se zameni sa slabim ili umerenim jugozapadnim vetrovima s mora koji tokom dana menjaju svoj pravac preko zapadnog na severozapadni. Vreme će ostati vedro. Ovu pojavu nije teško objasniti:

Takvih dana leži noću iznad mora srazmerno hladan i vlažan morski vazduh. Sa kontinenta se spušta na more, zbog postojećeg gradijenta pritiska usmerenog na južnu stranu, topliji vazduh u vidu severnog fena. Tada u Dubrovniku duvaju jaki severoistični vetrovi. Sa zagrevanjem južnih padina Dinarskih planina u toku prepodneva, polje pritiska se menja, u oblasti tih planina nastaje termička depresija pritiska, zbog koje se već rano pre podne izvrši u Dubrovnik prodor morskog vazduha na kontinent. Na obali se pojave vetrovi sa mora, koji u toku dana, kao što smo videli ranije, menjaju pravac od jugozapadnog na severozapadni. Ovakvo vreme može trajati dva i više dana uzastopce.

Svako mesto ima svoje posebne karakteristike u pogledu razvoja vremena. U Beogradu npr. za vreme približavanja islandskog ciklona duva jugoistočni vetar — *košava*. Takav vetar javlja se tada kod nas svuda u Podunavlju i Pomoravlju i predstavlja vazduh koji se preko Karpata, prvenstveno preko Homoljskih planina, prebacuje u Panonsku niziju i u oblast Pomoravlja. U zavisnosti od toga da li se istočno od Karpata nalazi topao ili hladan vazduh, košava može biti topla i hladna. U prvom slučaju ima karakter fena, a u drugom predstavlja padajući vetar — buru. Košava tipa bure može postojati skoro isključivo samo u hladnoj polovini godine. Takvih dana je u Negotinskoj krajini na privetrinskoj strani Karpata mirno, često se zadržava magla ili niski stratus ili nimbus. Tamo je pravo zimsko vreme i nije retkost da pada sneg.

Zbog spuštanja vazduha u Beogradu je za vreme košave obično vedro ili slabo oblačno, temperatura vazduha je u hladnom delu godine veća nego u Timočkoj krajini kao i na zapadu Jugoslavije gde je često mirno i oblačno vreme. To mirno vreme je posledica zadržavanja hladnog vazduha na navetrinskoj strani Alpa i Karpata iznad koga duvaju topli južni vetrovi prema islandskom ciklonu. Ako na zapadu Jugoslavije ipak postoje vetrovi i pri tlu, a to je uglavnom u danima sa jakim horizontalnim gradijentom pritiska, ti vetrovi su topli i vlažni i obilazeći Alpe tamo se vazduh kreće uglavnom od jugozapada prema severoistoku.

Na privetrinskim stranama planina gomilaju se oblaci i uskoro dođe do padavina. Na moru duž obale duva jugoistočni vetar *široko* (*jugo*) i diže velike talase na moru. Široko potiče iz Sahare kao vrlo suv pustinjski vetar. Taj vazduh se kreće dalje preko Sredozemnog mora gde se puni vlagom, tako da kod nas široko predstavlja transport vrlo vlažnog i toplog vazduha.

Znači, ako raspolažemo podacima da se Evropi približava islandski ciklon, u Podunavlju i Pomoravlju treba prvo očekivati pojavu košave i suvo vreme, a na zapadu Jugoslavije i na Primorju široko (jugo) sa padavinama prvenstveno na privetrinskim stranama planina. Sa daljim razvojem padavine jačaju i u oblasti Risnjaka, Snežnika, Julijskih Alpa i na drugim mestima možemo očekivati da dnevno padne i više stotina milimetara kiše — koliko u oblasti Skoplja u toku cele godine.

Hladne polarne vazdušne mase, koje u sklopu islandskog ciklona prodiru prema jugu i istoku, prvo se pojave u zapadnim delovima Zemlje. Taj vazduh se prethodno na zapadnoj strani Alpa nagomilava i izaziva tamo pogoršanje vremena. Posle zaustavljanja hladan vazduh počinje da se prebacuje preko Alpa i na zapadu Jugoslavije pojave se padajući vetrovi koji donose razvedravanje i buru na Primorju. Za razliku od toga, taj isti vazduh donosi istočnim delovima zemlje i Bosni, zbog zaustavljanja ispred planinskih masiva Balkanskog poluostrva, osetno zahlađenje i pogoršanje vremena. Košava prestaje da duva i mesto nje pojave se uglavnom umereni severozapadni vetrovi.

Temperatura najnižeg sloja vazduha iznad mora skoro je jednaka temperaturi mora. Na zapadnim obalama Evrope srednja temperatura mora se kreće u granicama između 5 i 17 °C. Znači, kada prodre morski polarni vazduh sa mora na kopno, leti je srazmerno vrlo hladan, a zimi je srazmerno topao. Te razlike se u najvećoj meri odraze na razvoj vremena ne samo u zapadnoj Evropi, nego i kod nas. Nailaskom na toplo tlo morski atlantski vazduh izaziva leti jake grmljavinske nepogode sa olujnim vetrovima i gradom, a zimi obilne kiše i sneg.

Već za vreme zaustavljanja na zapadnoj strani Alpa pojavi se zimi redovno zahlađenje zbog topljenja snežnih pahuljica na većim visinama. Pahuljice oduzimaju toplotu iz vazduha, kome temperatura pada. U vezi s tim granica između snega i kiše pomera se sve niže i uskoro se pri tlu pojavi sneg. Tlo se prekrije snežnim pokrivačem i, ako se kasnije razvedri, temperatura vazduha može da padne duboko ispod 0 °C (IV 7).

Spuštanjem preko Alpa taj vazduh se ponovo dinamički zagreva i često prodre u našu zemlju sa temperaturom većom od 0 °C. Zbog pomenutog zaustavljanja, na severnim stranama Dinarskih planina pojave se padavine: prvo kiša, a posle sneg. To su dani kada u Bosni pada gust mokar sneg, a u severnim delovima zemlje nema padavina i toplije je.

U vezi sa opisanim razvojem vremena, koje je kod nas vrlo često, treba skrenuti pažnju da se ponekad za vreme približavanja islandskog ciklona pojavi i đenovska depresija i da se topla košava promeni u hladnu. U Beogradu temperatura padne ispod 0 °C. Na raznim mestima, i u Beogradu, može doći do pojave ledene kiše (IV. 7).

Ukoliko je posle snežnih padavina i izvršenog prodora hladnog vazduha veći deo zemlje pokriven snežnim pokrivačem, prizemni vazduh brzo se hladi. Živa u termometru se u toku vedrih noći po nizijama spušta i ispod —20 °C; na Balkanu se obrazuje kontinentalna polarna vazdušna masa.

Pri procenjivanju razvoja vremena mnogo nam pomaže poznavanje stanja barometra. Zbog toga je vrlo korisno imati kod kuće barometar—aneroid, koji nam daje obaveštenja o tome da li je vazdušni pritisak visok ili nizak i da li pritisak »raste« ili »pada«. Brižljivim posmatranjem razvoja vremena i praćenjem stanja barometra uočavamo razne zakonitosti atmosfere, a što nam koristi pri procenjivanju budućeg razvoja vremena.

Poznato je da u toku godine postoje razni periodi sa specifičnim razvojem vremena koji je karakterističan za ono doba godine. Govorimo o babinom letu, o topljenju koje donose južni vetrovi sredinom decembra, o zahlađenjima sredinom maja i u junu kada obično prodre hladan i vlažan zazduh kao letnji monsun na kontinent.

Takvim i sličnim pojavama bilo je u literaturi posvećeno mnogo pažnje. Te pojave su vezane za određene datume i poznate su pod imenom *singulariteti.* Na toj osnovi često se daju prognoze, koje svakako u stvari ne predstavljaju ništa drugo nego jedan više ili manje dobar opis razvoja vremena u nekom periodu (možda u mesecu) kakvo u glavnim crtama u proseku postoji. Jedan dobar opis stvarnog razvoja vremena u svakom mesecu, često vredi više nego razne problematične prognoze i može nas u potpunosti zadovoljiti dok ne poznajemo drugi način za dobijanje podataka na osnovu kojih bismo mogli dati više nego što dobijamo od takvog jednog opisa (*statistički metod prognoze vremena*). I u tom pogledu stoji pred meteorologijom još mnogo zadataka. Mnogobrojni podaci sa svih većih meteoroloških stanica trebalo bi da budu i u tom smislu obrađeni.

Sinoptička prognoza. Na osnovu sinoptičkih vremenskih karata daje se sinoptička prognoza vremena za veće područje: za veći deo Zemlje, za celu Zemlju ili još za veću oblast. Postoje razni metodi takvih *regionalnih prognoza vremena.* Neki se zasnivaju na dugogodišnjim iskustvima sinoptičara raznih velikih centara ne polazeći od osnovnih jednačina dinamike i termodinamike atmosfere, a drugi polaze baš od tih jednačina.

U francuskoj meteorološkoj službi bio je npr. razrađen *metod oblačnih sistema* i zasniva se na poznavanju premeštanja takvih sistema u sklopu ciklonskih aktivnosti. Oblačni sistemi se premeštaju sa zapada prema istoku nekom određenom brzinom i usput jačaju ili slabe. Poznati su razni takvi razvoji, a to prognostičari koriste prilikom odlučivanja kakvu prognozu dati.

Između dva svetska rata razvio se tzv. *norveški metod* koji se bazirao na norveškoj školi o razvoju ciklona na frontu (IV.2). U to doba pridavao se veliki značaj određivanju karakteristika raznih vazdušnih masa: morskih i kontinentalnih, polarnih, arktičkih i tropskih. Zapažene su u tom pogledu razne zakonitosti. Danas su poznata razna *prognostička pravila.* Tako je Šerhag (R. Scherhag) pokazao (*Šerhagova teorija divergencije*) da često nastaju cikloni na mestu gde na visini strujnice divergiraju. Često se koristi i iskustvo da se centar ciklona premešta brzinom koja iznosi 50 do 60% od brzine gradijentnih vetrova iznad centra ciklona na visini izobarske površine $p=500$ mb. I pored velikih iskustava prognoze ponekada potpuno podbacuju. To je prvenstveno u danima kada se odjednom polje pritiska neočekivano promeni. Ranije se pridavalo mnogo pažnje i *metodu premeštanja baričkih sistema* — polja visokog i niskog vazdušnog pritiska, a u vezi sa tim premeštanja »lepog« i »ružnog« vremena.

Engleski meteorolog-teoretičar Ričardson (Richardson) je za vreme drugog svetskog rata razradio sasvim novi metod rešavanja problema prognoze vremena. To je poznati *numerički metod,* koji je tada izgledao utopistički i neizvodljiv, a koji je trebalo da dovede do *numeričke prognoze vremena.* Metod je bio uslovljen velikim brojem tačnih podataka kao i velikim brojem tehničkih lica koja bi radila na izračunavanju budućeg polja pritiska i, s tim u vezi, na procenjivanju budućeg razvoja vremena. To je *objektivni metod* pošto ne zavisi od ličnih sposobnosti prognostičara već predstavlja rešenje sistema jednačina dinamike i termodinamike atmosfere, tj. prikaz budućeg stanja vremena na takav način da su uvek i svuda zadovoljene tri jednačine dinamike, jednačina kontinuiteta, jednačina gasnog stanja i jednačina prvog principa termodinamike. To je uglavnom sistem diferencijalnih jednačina (jedn. dinamike, jedn. kontinuiteta i jedn. prvog principa termodinamike) čije rešenje se ne traži analitičkim putem (kao što je npr. već 1904. god. zamišljao V. Bjerknes) već numeričkim, a to je razlog zašto se taj metod zove numerički metod.

Posle drugog svetskog rata pronađene su elektronske računske mašine (kompjuteri) i otkriven je metod brzog rešavanja običnih linearnih jednačina sa mnogo nepoznatih (*račun relaksacije*). Ova dva velika otkrića dala su povod za brzi razvoj numeričke prognoze vremena. Pronađeni su razni načini rešavanja pomenutog sistema jednačina, ali pod raznim pretpostavkama — pojednostavljenjima stvarnih zbivanja u atmosferi. Tako su izmišljeni razni *modeli atmosfere* sa pojednostavljenim uslovima pod kojima se vazduh stvarno kreće i vršene su određene pretpostavke na osnovu kojih je uopšte bilo moguće naći teorijsko — numeričko rešenje jednačina. Na tim problemima radili su i rade najistaknutiji meteorolozi—teoretičari i matematičari kao što su osnivač tzv. Čikaške meteorološke škole Švedanin Rozbi, (Rossby), Čarni (Charney) i fon Nojman (von Neumann) i Filips (Phillips) iz SAD, Norvežanin Elijasen (Eliapsen) i Fjortoft (Fjörtoft), Nemac Hinkelman (Hinkelmann) i drugi.

Danas već svi veliki meteorološki centri donose numeričke prognoze vremena. Tamo se elektronskim računskim mašinama izračunava budući razvoj polja pritiska za nekoliko dana unapred, a dobivene rezultate šalju putem faksimila ostalim centrima na korišćenje. To su prognostičke karte na osnovu kojih se razrađuju stvarne prognoze vremena koje sadrže podatke o očekivanom razvoju vremena u pogledu temperature, vetra, oblačnosti i padavina.

Stalno se traže novi putevi za poboljšanje prognoze vremena. Sve više pažnje se obraća i obradi meteoroloških podataka radi dobijanja što bolje slike o dinamici strujanja vazduha u vezi sa razvojem vremena pod stvarnim uslovima. Postoje međunarodni poduhvati u okviru međunarodnih sastanaka npr. za alpijsku i karpatsko-balkansku meteorologiju da se takva istraživanja vrše organizovano (sistematski i na jednak način) u međunarodnoj saradnji. Takvom obradom dobija se uvid u to kada se najčešće izvrše u nekom mestu pojedini prodori hladnog vazduha, kakvo vreme treba da očekujemo pre i posle izvršenih prodora, kakav je raspored padavina pri raznim vremenskim stanjima itd. Daljom obradom velikog broja podataka nalaze se razne teorijske i empirijske prognostičke jednačine, koje se uspešno koriste u službi prognoze vremena.

Danas meteorološki sateliti šalju slike o raspodeli oblačnosti iznad velikih zemljinih površina. Tako nam je poznato šta se dešava iznad velikih nenaseljenih delova kontinenata gde ima vrlo malo meteoroloških stanica kao iznad ogromnih prostranstava svetskih mora. Satelitske slike su zbog toga dragocena pomoć prognostičarima.

Dinamička meteorologija posvećuje veliku pažnju ovim problemima pošto je, kao što u svojoj klasičnoj knjizi »*Methoden und Probleme der dynamischen Meteorologie*« kaže veliki nemački meteorolog-teoretičar H. Ertel, prognoza vremena konačan cilj dinamičke meteorologie.

V. METEOROLOŠKI INSTRUMENTI, OSMATRANJA I MERENJA

Naša saznanja o prirodi zasnivaju se na posmatranjima i merenjima pojava i fizičkih veličina. U meteorologiji, na opservatorijama i brojnim meteorološkim stanicama, posmatraju se oblaci i razne optičke pojave, utvrđuje se oblačnost (koliki deo neba je pokriven oblacima — izražava se u desetinama ili osminama), kakvo je stanje tla, da li postoji magla, rosa, slana, inje itd. Tamo se u određenim terminima vrše razna meteorološka merenja. Meri se temperatura, vlažnost i pritisak vazduha, pravac i brzina vetra, temperatura zemljišta na raznim dubinama, količina padavina, trajanje osunčavanja, intenzitet zračenja, a za razne potrebe vrše se na odgovarajućim mestima i specijalna merenja i osmatranja: opterećenje zbog zaleđivanja, dimenzije kapljica magle, oblaka i kiše, struktura i dimenzija snežnih pahuljica i drugo.

Termometar. Na meteorološkim stanicama temperatura se najčešće meri živinim termometrima. U oblastima gde temperature mogu biti i vrlo niske upotrebljavaju se alkoholni i drugi (npr. električni) termometri (živa se smrzava pri temperaturi — 39 °C). Na termometarskoj skali svaki stepen je obično podeljen na pet delova, što omogućava merenje sa tačnošću na deseti deo stepena. Živini termometri su osetljiviji od alkoholnih, a imaju i tu prednost što je njihova skala linearna.

Za običnu upotrebu, npr. u stanovima, koriste se razni manje tačni termometri, živini, alkoholni ili metalni sa bimetalom kao prijemnim delom (deo koji je osetljiv na temperaturu i čija deformacija služi za prikazivanje temperature vazduha na instrumentu).

Maksimalni i minimalni termometar. Za određivanje maksimalne i minimalne temperature vazduha u nekom određenom periodu, obično u toku jednog dana, postoje na meteorološkim stanicama posebni termometri: maksimalni i minimalni.

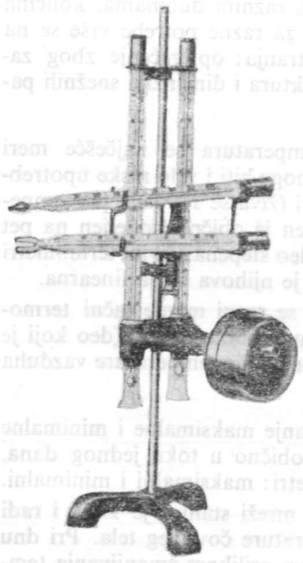
Maksimalni termometar koji se koristi u našoj mreži stanica je živin i radi na istom principu kao termometar za merenje temperature čovečjeg tela. Pri dnu je kapilara takvog termometra sužena i to tako da živa prilikom smanjivanja temperature ne može proći kroz ovo suženje sama od sebe iz kapilare u rezervoar u kome se pri tome stvara mali vakuum.

Maksimalni termometar leži za vreme merenja na posebnom postolju približno horizontalno i kada se namešta stresa se da bi deo žive iz kapilare prelazio u rezervoar i potpuno ga popunio živom. Posle stresanja termometar se ponovo stavi na postolje. Ako posle nameštanja temperatura raste, živa ulazi preko suženja

u kapilaru. Kada se temperatura nakon što je dostigla maksimalnu vrednost smanjuje, u kapilari se zadržava stalno ista količina žive i maksimalni termometar pokazuje najvišu temperaturu koja je od stresanja pa do trenutka posmatranja postojala.

Na istom postolju kao maksimalni termometar leži i minimalni (sl. 103) i to horizontalno. On je alkoholni i u prostoru kapilare gde je alkohol u tečnom stanju nalazi se mali štapić za pokazivanje minimalne temperature (zbog površinskog napona štapić ne može izaći u preostali deo kapilare gde se nalazi alkoholna para). Prilikom nameštanja minimalnog termometra štapić se podizanjem termometra u kos položaj stavlja tako da dodiruje vrh (meniskus) alkohola u kapilari, a posle toga se termometar vrati na postolje. Zbog horizontalnog položaja u kome se minimalni termometar posle nameštanja nalazi, štapić ne menja svoj položaj u kapilari kada temperatura vazduha raste i onaj kraj štapića koji je bliže meniskusu alkohola pokazuje nam minimalnu temperaturu u periodu od nameštanja i »čitanja«. Za razliku od maksimalnog, minimalni termometar nam uvek pokazuje i stvarnu temperaturu.

Psihrometar je instrument koji se na meteorološkim stanicama najćešće upotrebljava za merenje vlažnosti vazduha. On se sastoji iz dva jednaka termometra, pri čemu je rezervoar jednog obavijen mokrom krpicom od muslina.



Sl. 103. Maksimalni i minimalni termometar sa psihrometrom (aspiracionim) na postolju.

U danima kada vazduh nije zasićen vodenom parom, temperatura t' koju pokazuje termometar, je, zbog isparavanja vode sa krpice, manja od temperature vazduha, tj. od temperature t koju pokazuje suvi termometar psihrometra. Na meteorološkim stanicama osmatračima stoje na raspolaganju *psihrometarske tablice* za izračunavanje pritiska vodene pare i relativne vlažnosti vazduha (II. 5).

Psihrometar daje tačne podatke (prema psihrometarskoj formuli, II. 5) ako suvi termometar pokazuje temperaturu vazduha, a mokri termometar temperaturu zasićenog vazduha koji je postao zbog isparavanja destilovane vode sa krpice zasićen vodenom parom. To se postiže veštačkim povećavanjem strujanja vazduha oko rezervoara mokrog ili jednog i drugog termometra pomoću *aspiratora* sa propelerom koji pokreće metalna opruga.

Psihrometar se stavlja obično na isti stalak kao maksimalni i minimalni termometar (sl. 103).

Termograf. Za stalno beleženje temperature vazduha na sinoptičkim i drugim stanicama postoje registrirni instrumenti termografi. Promene temperature vazduha prenose se sa prijemnog dela instrumenta (savijena metalna cev sa presekom oblika sočiva napunjena alkoholom, tzv. *Burdonova cev* (Bourdon) ili savijena pločica od dva metala *bimetal* — pri čemu ima jedan metal veći toplotni koeficijent širenja nego drugi) na pero za registraciju. Pero je napunjeno posebnim mastilom koje vrlo malo isparava i beleži temperaturu na posebnoj traci — *termogramu* pričvršćenoj na *registrirni valjak* koji pokreće satni mehanizam. Postoje mali i veliki termografi sa dnevnim, nedeljnim i dužim hodom (sl. 104).

Živin barometar. Na meteorološkim stanicama vazdušni pritisak se meri skoro isključivo živinim barometrom (sl. 105).

Glavni sastavni delovi ovakvog barometra su:

— staklena cev dugačka približno jedan metar koja je na jednoj strani zatvorena i u pravilno postavljenom barometru stoji vertikalno,

— sud sa živom od gvožđa ili bakelita u koji je potopljen donji, otvoreni deo staklene cevi koja je većim delom napunjena živom, a u njenom gornjem delu je praznina (vakuum),

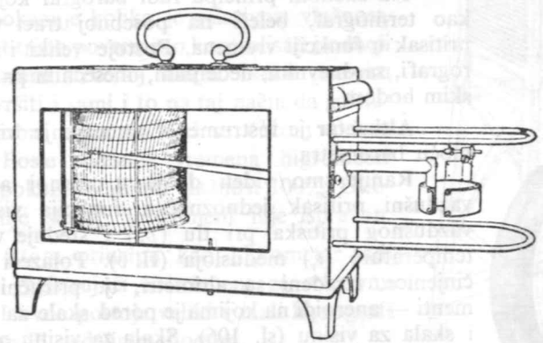
— metalni oklop u koji je smeštena staklena cev i za koji je pričvršćen gvozdeni sud,

— skala za merenje visine nivoa žive u cevi pričvršćena za oklop i

— mali termometar koji je pričvršćen za oklop i služi za određivanje temperature barometra.

Merenje pritiska živinim barometrom vrši se na sledeći način:

Prvo pročitamo na skali gde se nalazi nivo žive u cevi. Čitanje se vrši pomoću skale i noniusa koji omogućuje tačnost merenja na deseti deo milimetra. Skala pokazuje odstojanje nivoa žive u cevi od nivoa



Sl. 104. Termograf.

Sl. 105. Živin barometar

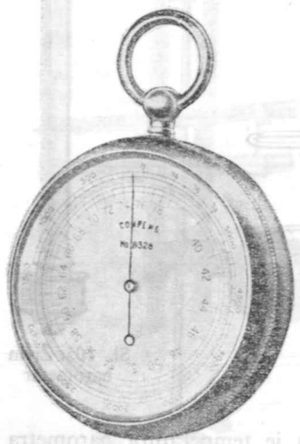
žive u sudu u milimetrima i to pod uslovom da je temperatura barometra 0 °C. To svakako obično nije slučaj. Zbog toga obično pročitana vrednost, tj. »*stanje barometra*« b'', predstavlja samo približno ovo odstojanje. Pomoću posebnih tablica na osnovu vrednosti b'', kao i temperature t barometra, određuje se *stanje barometra* b', *redukovano na* 0 °C, tj. odstojanje nivoa žive u cevi od nivoa žive u sudu, koje bi pri istom pritisku postojalo da je temperatura žive u barometru bila 0 °C. Time možemo već da upoređujemo podatke koje dobijamo merenjem barometrima na raznim mestima. Ali, takvim podacima pritisak p još uvek nije jednoznačno određen. Pri jednakom pritisku na dva mesta

dužina živinog stuba bila bi naime manja (veća) na onom mestu gde je ubrzanje teže g veće (manje). Da bi se i ta greška otklonila vrši se još jedna redukcija, tj. *redukcija stanja barometra na normalnu težu.* Pod normalnom težom podrazumeva se teža na geografskoj širini $\varphi=45°$ na visini mora. Time se dobija vrednost b koja predstavlja pritisak vazduha u mm Hg (II. 1). I za ovu redukciju postoje posebne tablice kojima se koriste osmatrači na stanicama.

Merenja su pokazala da je srednji vazdušni pritisak na moru oko 760 mm Hg. Ako bi pri tom pritisku i normalnoj teži temperatura barometra bila +20 °C, razlika između b'' i b', odnosno b, što je u tom slučaju isto, bila bi $b'' - b' = b'' - b =$ = oko 2,5 mm.

Redukcija vazdušnog pritiska na normalnu težu kreće se uglavnom u granicama ±2 mm. Pri stanju barometra redukovanom na 0 °C $b'=700$ mm povećala bi se npr. redukcija na normalnu težu $b'-b$ za 0,022 mm prilikom povećanja visine za 100 m.

Aneroid i barograf. Za praktične potrebe, kada se ne traži velika tačnost, pritisak se obično meri aneroidom — metalnim barometrom. Prijemni deo instrumenta sastoji se uglavnom iz jedne ili više hermetički zatvorene metalne kutijice (Vidijeve kutijice, 1844) oblika spljoštenih valjaka koje su od tankog lima. Osnovice su savijene u vidu koncentričnih talasa. Iz kutijica je odstranjen vazduh, a posebna jaka opruga drži osnovice kutijica na određenom odstojanju koje se sa povećanjem pritiska smanjuje, a sa smanjivanjem povećava. Te promene se prenose na kazaljku koja na skali prikazuje vazdušni pritisak.



Sl. 106. Altimetar.

Na sličnom principu radi barograf koji, slično kao termograf, beleži na posebnoj traci vazdušni pritisak u funkciji vremena. Postoje veliki i mali barografi, sa dnevnim, nedeljnim, mesečnim pa i sezonskim hodom.

Altimetar je instrumenat za merenje visine pomoću barometra.

Ranije smo videli da je u mirnoj atmosferi vazdušni pritisak jednoznačna funkcija visine (z), vazdušnog pritiska pri tlu (p_0) i srednje virtuelne temperature (t_v) međusloja (II. 6). Polazeći od ove činjenice, izrađeni su altimetri, tj. priručni instrumenti — aneroidi na kojima je pored skale za pritisak i skala za visinu (sl. 106). Skala za visinu određena je pomoću barometarske visinske formule za standardnu atmosferu. Ako se prema tome (virtuelna) temperatura menja sa visinom prema podacima standardne atmosfere, onda nam takav barometar-altimetar pokazuje tačnu visinu i to još pod uslovom da je pritisak pri tlu jednak pritisku pri tlu standardne atmosfere prema kojoj je konstruisana skala altimetra. Pošto obično postoje odstupanja od standardne atmosfere, visina koju pokazuje instrument obično nije tačna. Odstupanja su tim veća što se na većoj visini nalazimo. U hladnoj atmosferi altimetar pokazuje manju, u toploj veću visinu od stvarne. To važi svakako za slučaj kada je pritisak pri tlu približno jednak standardnom. Kada je pak pri približno standardnoj raspodeli temperature sa visinom pritisak pri tlu manji (veći) od standardnog altimetar će pokazati manju (veću) visinu od stvarne. Kolika se odstupanja mogu pojaviti, možemo izračunati iz barometarske visinske formule (II. 6, tabl. 6).

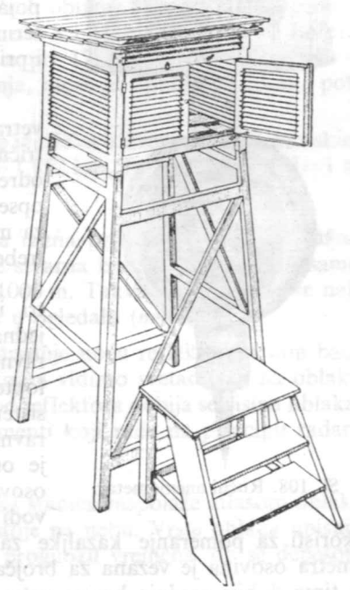
Rukovanje altimetrom je jednostavno pošto je skala za visinu pokretljiva i pre upotrebe namešta se poznata visina tačno na ono mesto gde se nalazi kazaljka. Ako se nalazimo u mestu, npr. kao izletnici u nekoj planinskoj kući, altimetar može da nam služi i kao barometar-aneroid. Izletniku-turisti može takav instrument biti od velike koristi, može da mu pomaže prilikom orijentisanja u danima sa maglom, što je u planinama tako često slučaj.

Videli smo (II. 10) da u danima kada u atmosferi duvaju jaki vetrovi postoje odstupanja od barometarske visinske formule koja važi za mirnu atmosferu. Iznad planina javljaju se takvih dana više ili manje jake dinamičke depresije i pilot koji leti na tim visinama i za određivanje visine koristi se altimetrom, treba ovo dobro da ima na umu. Tamo je vazdušni pritisak manji nego što bi bio u odsustvu vetra i altimetar-visinomer u avionu pokazuje mu zbog toga veću visinu. I baš ova mogućnost često nije bila dovoljno uzimana u obzir i to je dovodilo do katastrofalnih udesa — do udara aviona u vrhove i padine planina.

Higrometar i higrograf. Merenja su pokazala da dužina vlasi iz čovečje kose zavisi od relativne vlažnosti. Kada je iz vlasi odstranjena sva masnoća sa povećavanjem relativne vlažnosti vlas se izdužuje i obratno. Ta osobina vlasi primenjuje se pri konstrukciji higrometra — instrumenta za direktno merenje relativne vlažnosti.

Za postolje higrometra pričvršćen je jedan kraj vlasi (ili snopa vlasi) očišćene od svake masnoće. Drugi kraj je vezan za kazaljku koja na skali pokazuje kolika je relativna vlažnost. Instrument treba povremeno kontrolisati i odneti ga na proveru stručnoj službi. Neku proveru možemo vršiti i sami i to na taj način da ga stavimo u dobro zatvoren sud sa čistom vodom na dnu. Posle izvesnog vremena higrometar treba da pokaže relativnu vlažnost 100%. Ukoliko to nije slučaj, instrument nije ispravan.

Na istom principu kao higrometar radi higrograf, registrujući instrument za relativnu vlažnost. I ovde postoje veliki i mali higrografi sa dnevnim ili nedeljnim hodom.



Sl .107. Meteorološki zaklon koji se upotrebljava na našim meteorološkim stanicama (normalan tip).

Meteorološki zaklon. Temperatura vazduha se nekada merila termometrima pričvršćenim za prozor sa spoljašnje severne strane zgrade (opservatorije). Pokazalo se da takva merenja nisu dovoljno tačna i danas se na meteorološkim stanicama temperatura meri termometrima koji su smešteni u meteorološkom zaklonu i nalaze se 2 m iznad tla koje treba da bude pokriveno travom. Pored termometara u zaklonu se nalaze i instrumenti za merenje vlažnosti, kao i termograf.

Kako izgleda meteorološki zaklon pokazuje nam slika 107. Vidimo da se on sastoji od male kućice u kojoj su smešteni instrumenti. Radi što boljeg provetravanja stranice su poluzatvorene žaluzinama, a zbog zračenja krov se sastoji od dve ploče na određenom odstojanju. Zaklon je drven i obojen belom bojom. Zbog srazmerno velike visine kućice, ispred zaklona su stepenice, koje stoje posebno da ne bi došlo do potresanja. Zaklon se postavlja tako da su vratanca okrenuta tačno prema severu. Zaklon takve vrste prvi je upotrebio Stivenson (*Thomas Stevenson*) i po njemu se često naziva i Stivensonov zaklon.

Temperatura na suncu. Često imamo priliku da čujemo da se govori o temperaturi na Suncu, tj. o temperaturi koju pokazuje termometar izložen direktnim sunčevim zracima. Takav termometar ne pokazuje temperaturu vazduha i različiti termometri, iako ispravni, pokazivali bi različite vrednosti koje bi zavisile od vrste termometra. Svetliji termometar (npr. stakleni živin) pokazivao bi manju temperaturu od tamnijeg i približniju onoj koju ima vazduh na onom mestu. »Temperatura na suncu« zavisi prema tome od vrste termometara, a svakako i od ekspozicije tako da u meteorološkom pogledu nema nikakve vrednosti.

Sl. 108. Ručni anemometar.

Ipak ponekada smo prinuđeni da merimo temperaturu vazduha i na Suncu, van zaklona. U tom slučaju se uzima po mogućstvu živin termometar, veže se za kanap i brzo okreće rukom. Zbog bitno pojačane toplotne provodljivosti između vazduha i termometra štetni uticaj zračenja može se na taj način i pri najjačem Suncu skoro potpuno otkloniti.

Anemometar i anemograf. Za merenje brzine vetra služe nam razne vrste anemometara. Električni anemometri se postavljaju na neko napred određeno pogodno mesto, npr. na krov ili toranj opservatorije ili aerodroma. Ručni anemometri služe za merenje na proizvoljnom mestu za posebne potrebe.

Prijemni deo anemometra sačinjavaju obično tri ili četiri međusobno povezane šuplje polulopte jednakog poluprečnika koje se nalaze između dve ravni na jednakom međusobnom odstojanju. Polulopte su vezane za osovinu koja ide kroz centar sistema i stoji normalno na te ravni i to tako da se ravni u kojima leže osnovice lopti seku na mestu gde je osovina (sl. 108). Kod električnog anemometra osovina je povezana sa malim dinamom koji proizvodi utoliko veću struju što je jači vetar, a koja se koristi za pomeranje kazaljke za pokazivanje brzine vetra. Kod ručnog anemometra osovina je vezana za brojčanik pomoću koga se očitava pređeni put vetra i time dobija srednja brzina vetra.

Instrument koji beleži i pravac i brzinu vetra zove se anemograf. Postoje razne konstrukcije anemografa. Anemograf se sastoji iz dva glavna dela: iz prijemnog (*vetrulje*) i registrujućeg dela. Okretanje vetrulje se obično preko spirale na valjku prenosi na pero za registraciju pravca vetra (obično su potrebna dva pera koja su naizmenično u pogonu). Za beleženje brzine vetra često se koristi Pitot-cev ili ploča

na pritisak, ili pak neki propeler što je nameštено na vetrulji. Postoje razne konstrukcije anemografa, složenog instrumenta koji treba što vernije da prikaže sve karakteristike vetra. Da bi anemograf radio ispravno i zimi kada pada sneg ili ledena kiša treba preduzeti odgovarajuće mere (obično zagrevanje).

Vildov vetrokaz (Wild). Na meteorološkim stanicama se često koristi Vildov vetrokaz. To je vetrulja koja se obično postavlja na stub u krugu meteorološke stanice. Na strani okrenutoj vetru na vetrulji je pričvršćena ploča koja se okreće oko horizontalne osovine. Ploča se podigne utoliko više što je vetar jači. Takav vetrokaz služi za pokazivanje i pravca i brzine vetra. Vetrulju treba posmatrati nekoliko minuta da bi se dobila srednja vrednost pravca i brzine.

Brzina vetra može se donekle odrediti i običnim posmatranjem kretanja predmeta na zemlji, kao i talasanjem mora. Engleski admiral Bofor (F. Beaufort) posvetio je početkom prošlog veka ovom pitanju posebnu pažnju i koristeći, između ostalog, upoređenja stanja mora sa brojem razapetih jedara na jedrenjacima predložio je 1806. god. posebnu skalu za određivanje *jačine vetra* (dejstva vetra na more i razne predmete na Zemlji). Sa malim izmenama ta skala očuvala se do danas. Boforova skala imala je 12 stepena i još stepen »0« za tišinu. Za orkanske vetrove skala je u novije doba proširena sa 5 stepena, pri čemu poslednji 17. stepen predstavlja orkanske vetrove brzine od 56 m sec^{-1} i veće. Prema ovoj skali stepen je tim veći što je vetar jači. Tako npr. 5 Bofora već izaziva ljuljanje malog lisnatog drveća, a na moru se javljaju umereni talasi koji su istaknuto dugačkih oblika. Svuda se more penuša belo. Brzina vetra se tada kreće u granicama između 8 i 11 m sec^{-1}. Pri 10 Bofora (25—28 m sec^{-1}) vetar čupa drveće iz korena, a pri 12 Bofora (33—37 m sec^{-1}) vetar je orkanske jačine i pravi najveća pustošenja, more je ispunjeno penom i potpuno je belo. Vidljivost na moru je vrlo slaba.

Brzina vetra u meteorološkoj praksi često se izražava u čvorovima, tj. morskim miljama na sat. Pošto je jedna morska milja $=1{,}852$ km, to je 3,6 km $h^{-1}=1$ m $sec^{-1} \doteq 2$ čvora.

Merenje brzine kretanja i visine oblaka. Za razna proučavanja vrlo je važno znati kojom brzinom se kreću oblaci. Obično se stvarna brzina ne meri, već samo relativna, tj. projekcija vektora brzine na visinu 1000 m. Takva merenja vrše se najčešće određivanjem brzine kretanja slike oblaka u ogledalu (*nefoskop*).

Visina oblaka, tj. njegova baza, lako se određuje noću reflektorom koji baca svetlost vertikalno naviše. Merenjem ugla pod kojim vidimo svetao trag na oblaku sa nekog udaljenog mesta i odstojanja tog mesta od reflektora dobija se visina oblaka. Danas postoje na aerodromima moderni instrumenti koji rade na principu radara sa velikom tačnošću.

Atlas oblaka. Svaka sinoptička meteorološka stanica raspolaže atlasom oblaka pomoću koga se određuje vrsta oblaka koji postoje na nebu. Vrste oblaka upisuju se u dnevnik, a pošto je taj podatak važan za prognozu vremena, on se depešom dostavlja u sabirni centar.

Kišomer. Na našim meteorološkim stanicama, kao i obično, količina padavina se meri *Helmanovim kišomerom* (Hellmann). Ta sprava se sastoji iz cilindričnog suda od lima sa levkom, posude koja se stavlja ispod levka i staklene menzure kojom se meri količina padavina sa tačnošću na deseti deo milimetra. Kišomer se namešta u krug stanice na slobodno mesto i to tako da se gornji kraj levka nalazi na visini

od 1 m iznad tla, odnosno na većoj visini na mestima gde ima mnogo snega. Padavine se na klimatološkim stanicama mere jedanput dnevno (u 7 časova), a na sinoptičkim dva puta dnevno (u 7 i 19 časova). Sneg koji napada u kišomer treba prvo istopiti.

Pluviograf ili ombrograf je registrujući aparat za beleženje količine padavina. Obično su to aparati sa jednodnevnim hodom i podesni su prvenstveno za beleženje kiše.

Količina padavina se izražava u milimetrima visine sloja vode koja potiče od padavina, pod pretpostavkom da nije ništa od te vode oteklo i isparilo.

Snegomerni lenjir i snegomerna vaga se koriste za merenje visine i gustine snežnog pokrivača. Postoji stalni i prenosni lenjir za merenje visine snežnog pokrivača koja se meri sa tačnošću na jedan santimetar. Snegomernom vagom se meri težina uzorka snega koji se dobija zabadanjem posebne šuplje tanke cevi u snežni pokrivač, i to na taj način što se dobija uzorak u obliku valjka visine jednake visini snežnog pokrivača. Deljenjem dobivene mase sa zapreminom uzorka dobija se gustina snega. Za brzo određivanje gustine snega postoje posebne tablice.

Merenje temperature zemljišta. Na izabranim meteorološkim stanicama meri se temperatura zemljišta i to prvenstveno za potrebe poljoprivrede. Ti podaci bili bi od značaja i za razna naučna istraživanja, za proučavanja prenošenja toplotne energije iz podloge u atmosferu i obratno. Danas je ovim pitanjima posvećeno srazmerno malo pažnje iako bi korišćenje takvih podataka bilo od velikog značaja i za prognozu vremena.

Temperatura zemljišta meri se na raznim dubinama, počev od podloge pa do dubine od 10 m na specijalnoj opservatoriji na Vračaru. Nju je organizovao tadašnji upravnik prof. Nedeljković. Te podatke je kasnije akademik prof. Pavle Vujević obradio u više značajnih studija.

LITERATURA

Hann-Süring: *Lehrbuch der Meteorologie*, V izdanje, W. Keller, Leipzig, 1937—1949.

Wegener, A. i K.: *Vorlesungen über Physik der Atmosphäre*, J. A. Barth, Leipzig, 1935.

Johnson, J.: *Physical Meteorology*, Mass. Inst. of Technology, Cambridge, 1963.

Fleagle, R.: *An Introduction to Atmospheric Physics*, Academic Press New York and London, 1963.

Bartels, J.: *Geophysik*, Fischer Bücherei, Frankfurt am Main, 1963.

Israël, H.: *Luftelektrizität und Radioaktivität*, Springer-Verlag, Berlin, 1957.

Kilinski, E.: *Lehrbuch der Luftelektrizität*, Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G. Leipzig, 1958.

Dobson, G. M. B.: *Exploring the Atmosphere*, II izdanje, Oxford At the Clarendon Press 1968.

Berth, W., W. Keller, U. Scharnow: *Wetterkunde-Grundlagen der Meteorologie, Meteorologische Navigation*, VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 1964.

Petterssen, S.: *Introduction to Meteorology*, II izdanje, Mc Graw-Hill Book Company, Inc., New York. Toronto, London, 1958.

Wachter, H.: *Wie entsteht das Wetter*, Umschau Verlag, Frankfurt am Main, 1969.

Vujević, P.: *Meteorologija*, „Prosveta", Beograd, 1948.

Berg, H.: *Wetter und Atmosphäre*, Humboldt Verlag, Stutgart-Wien, 1953.

Cantzlaar, G.: *Your Guide to the Weather*, Barnes & Noble, Inc. New York, 1964.

Riehl, H.: *Introduction to the Atmosphere*, Mc Graw-Hill Book Company, Inc., New York,.., 1965.

Wiesner, C. J.: *Hydrometeorology*, Chapman and Hall ltd, London, 1970.

Keil, K.: *Handwörterbuch der Meteorologie*, Verlag Fritz Knapp, Frankfurt am Main, 1950.

International Meteorological Vocabulary, WMO, Geneva, 1966.

Korišćena je i druga literatura, koja ovde nije navedena, prvenstveno raniji radovi pisaca ove knjige.

REGISTAR POJMOVA

A

Adijabata 72
Adijabatska kretanja 68—77
Adijabatske promene 37
Advekcija 91
Academia del Cimento 149
Aerologija 7, 63
Aerološka merenja
Aerološka stanica 163
Aerosol 42
Altimetar 64, 216
Anemograf 218
Anemometar 218
Aneroid 216
Antarktik 173
Anticiklon 94, 97, 102, 103, 153—163
  azorski 163
  dinamički 162
  orografski 162
  sibirski 163
  termički 162
  vrste 161, 162
Apsolutni indeks ili broj prelamanja 127
Apsorpcioni spektar atmosfere 123
Ascedent 23
Astronomska refrakcija 127, 130, 131
Atlas oblaka 219
Atmosfera 8
  homogena suva 60, 61
  izotermna suva 61, 62
  masa 60
  mirna vlažna 62—66
  »normalna« — prema Košmideru (tablica) 64, 65
  podela 9
  stabilnost 74
  standardna 64
Atmosfersko kontra zračenje 125

B

Babino leto 210
Barograf 216
Barometarska konstanta 62
Barometarska visinska formula 60—66
Barometarski visinski stupanj 57, 58
Bečka meteorološka škola 7
Bejs-Balotovo pravilo 110
Bele noći 126
Bergenska (norveška) škola 7
Bimetal 214
Bljuzgavica v. lapavica
Boja Sunca i Meseca 126
Brzina prostiranja zvučnih talasa 144, 145
Bura 178—181
Burdonova cev 214
Burin 170

C

Celularna struktura atmosfere 100
Ciklogenetički efekat 161
Ciklon 94, 97, 102, 103, 153—161
  đenovski 154
  islandski 155
  mladi 155, 156
  Njufundlendski 155
  orografski 155
  retrogradni 155
  serija -a 161
  tropski 157, 158

D

Danik 166
Deformacija slika predmeta zbog refrakcije 131, 132
Dekartovi zraci 136
Delići zamućenosti 126
Difuzna dnevna svetlost 126
Difuzna refleksija (v. rasipanje) 124
Dinamička depresija 93, 94
Dinamički granični uslov 113
Diskontinuitetna površina 92
Dnevni sinoptički bilten 153
Dnevnik osmatranja 152
Dolina vazdušnog pritiska 114—116
Duga 133—136
Dugi talasi 97

E

Egzosfera 10
Ekstinkcija 125

Ekvipotencijalna površina — nivoska površina 17
»Elektricitet lepog vremena« 144
Električna provodljivost 142
Električne struje u atmosferi 142
  struja provodljivosti 142
  konvektivne 142
Električni potencijal atmosfere 140
Elektromagnetsko zračenje 118
Elementarna strujna polja 85—88
Energija
  nestabilnosti 74, 75
  potencijalna 17, 89
  potencijalna — vazdušnog pritiska 89
  razmena -e između vazduha i okolne sredine 51
  unutrašnja potencijalna 35
  unutrašnja potencijalna vodene pare 42
  unutrašnja — vazduha 31—38
  unutrašnja — vode i leda 44
  unutrašnja — vodene pare 44, 45
Entropija 38

F

Fen 69, 178—180
Fenski zid 186
Formula
  psihrometarska 55, 56
  Tijesena za pritisak zasićene vodene pare 39
  Tomsonova 42
  Ziringova 58, 108
Fotometeori 125
Fraunhoferove linije 124
Front 92
  brzina premeštanja 116, 117
  hladni, topli, stacionarni i okludovani 92, 93
  i dolina vazdušnog pritiska 114—116
  stagnacija 198, 199
  v. vreme

G

Gasna konstanta (individualna)
  suvog vazduha 27
  vlažnog vazduha 28, 29
  vodene pare 28
Generatori elektriciteta u atmosferi 142, 143
Geofizika 5, 6
Geopotencijal 17
Geopotencijalni metar 17
Glorija 137
Grad 189
Gradijent 22—24
  upoređenje vertikalne komponente sa horizontalnom 57, 58
Gradijentna sila 24, 25
Gravitacioni talasi 94
Greben visokog vazdušnog pritiska 163
Grmljavinske nepogode 188
  raspodela 204
Grmljavinski nos 190
Grmljenje 147
Gustina 26, 27
  pojam 26
  prostornog naelektrisanja 140
  vazduha — menjanje sa visinom 59
  vazduha, suvog vazduha i vodene pare 27
  zasićene vodene pare 40
Halo 137

H

Hariken 157
Heterosfera 10
Helijum (He) 9
Higrograf 217
Higrometar 217
Homosfera 10
»Horror vacui« 18

I

Infrazvuk 144
Insolacija 125
Internacionalna komisija za vazduhoplovnu navigaciju (ICAO) 64
Internacionalna meteorološka organizacija 6
Inverzija supsidencije (spuštanja) 74
Irizirajući oblaci 137
Izalobara 21
Izalobarske karte 151
Izobara 20
Izobarska karta 20
Izobarska površina 19
  standardna 21
Izobarska promena 31
Izohipsa izobarske površine 20
Izosteriske promene 31
Izotaha 98
Izotermija 58
Izotermijske promene 31

J

Jačina polja atmosferskog elektriciteta 140
Jačina vetra 219
Jednačina
  Bernulijeva 88, 89, 185
  diferencijalni oblik — stanja 30, 31
  diferencijalni oblik za relativnu vlažnost 47, 48
  empirijske prognostičke 212
  Ferelova 70
  hidrostatička 56, 57
  kontinuiteta 88
  osnovna — statike 56, 57
  stanja suvog vazduha 27
  stanja vlažnog vazduha 28
  stanja vodene pare 28

  tendencije 65
  vremena 153
  za dovedenu toplotu nezasićenom vazduhu 49
  za dovedenu toplotu stabilno zasićenom vazduhu 49
  za geostrofski vetar 101
  za gradijentni vetar 102, 103
  za lokalnu i geometrijsku promenu vazdušnog pritiska 65
  za promenu zapremine vazduha 52
  za relativna kretanja 77, 85
Jezera hladnog vazduha 168, 176, 177
Jezgra kondenzacije 41
Jodova para 9
Jon
  mali (brzopokretni) 141
  molekulski — 141
  veliki (slabopokretni) 141
  vrsta u atmosferi 141
Jonizacija vazduha 140
Jonizatori u atmosferi 140
Jonosfera 10
Jugo v. široko

K

Kapljice i kristalići oblaka 184, 185
Karte apsolutne i relativne topografije 150
Kinematički granični uslov 93
Kiša 52
  ciklonska 203
  ledena 191, 192, 196, 210
  monsunska 203
  postanak 191, 192
  posvudica 204
  sipeća 53, 54
  uticaj isparavanja — na temperaturu vazduha 196
Kišomer 219
Klasifikacija čvrstih padavina 192
Klasifikacija mesnog vremena 163—165
Klasifikacija snežnih kristala 185
Klauzijus-Klapejronova jednačina 38, 39, 47, 50, 54
Klimatologija 6
  mikro 7
Klimatološke stanice i klimatološki termini 152
Koagulacija 185
Koeficijent
  ekstinkcije 121
  otpora 90
  razmene 107
  refrakcije 129, 130
  spoljašnjeg trenja 109
  toplotne provodljivosti 122
  transmisije 125
  unutrašnjeg trenja vazduha 89
Konačna brzina padanja kiše i čvrstih padavina 193
Kondenzacija vodene pare 38
  uticaj na temperaturu vazduha 76, 77
Konvekcija
  termička 67—69
  dinamička 106
Kompresioni talasi 97
Konvergencija na frontu 116
Koriolisova sila v. sila
Kosmičko zračenje 141
Košava 209, 210
Kretanje, apsolutno, relativno 77—85
  celularno 99
Krivina svetlosnog zraka zbog refrakcije 128
Krug inercije 78—80, 84, 85
Kvazistatička kretanja 66

L

Lapavica 196
Laplasova (adijabatska) brzina zvuka 145
Latentna toplota vodene pare 42
Led
  uticaj topljenja -a na temperaturu vazduha 76, 77
Lenardov efekat 143
Linija konvergencije 116

M

Maestral 170
Magla 53, 108, 168—169
  na planinama 169—170
Magnetosfera 11
Mauricijus orkan 157
Međunarodna geofizička godina 5, 6
Međunarodna polarna godina, prva i druga 6
Međunarodna saradnja 212
Međunarodna unija za geodeziju i geofiziku (MUGG) 5
  za radio istraživanja (URSI) 5
Mehanički ekvivalent toplote 36
Merenja 213—220
Merenje brzine kretanja i visine oblaka 219
Mesečni izveštaj 152
Meteorologija 5—12
  dinamička 7
  fizička 7
  medicinska 7
  mikro- 7
  poljoprivredna 7
  sinoptička 7
  tehnička 7
  vazduhoplovna 7
Meteorološka merenja 220
  temperature zemlje 220
Meteorološki bilten 196
Meteorološki instrumenti 213—220
Meteorološki satelit 100, 153
Meteorološki zakoon 217—218
Mezopauza 10
Mezosfera 10
Mlazna struja 98, 99, 163

Moć
apsorpcije nekih tela (tablica) 121
apsorpcije, reflektovanja i transmisije, 118
Modeli atmosfere 211
Monsun, evropski 210
Monsunska cirkulacija 200
Mreža meteoroloških stanica 6
Munja 204

N

Nagib graničnih površina 113, 114, 116
Neselektivna apsorpcija 124
Nivo kondenzacije 69—71
Noćnik 166
Normalni ugao skretanja 109
Nulta izoterma 196
Nulti sloj 162

O

Oblak 53, 54, 95, 96, 99, 100
međunarodna klasifikacija 183, 184
postanak 185—188
Oblast D, E, F 10
Odbijanje zvučnih talasa od inverzionih talasa 146, 147
Okluzija 155
Oko ciklona 158
Olujina 199
Ombrograf v. pluviograf
Opšta cirkulacija atmosfere 199—207
Orografske padavine 157, 203, 204
Orografski talasi 95, 96
Osa rastezanja i stezanja 86
Osmatranja 213—220
Otpor sredine 89, 90
Ozon 9, 10, 124

P

Padavine 53, 54, 75, 76
dugotrajne, prostrane 204
ekstremne 204
postanak 187
raspodela godišnjih količina na Zemlji 202
Plavetnilo neba 125, 126
Plazma 11
Plemeniti gasovi 8
Pluviograf 220
Polarna svetlost 137—139
Poledica 174, 196
Polje
deformacije 86
divergencije 86
električno — atmosfere 140
pritiska 19
promene električnog polja atmosfere 143, 144
rotacije 86, 87
translacije 85
vetra u atmosferi 91—100
zvučno polje atmosfere 144
Potpuno crna, bela, providna tela 119
Prelamanje zvučnih talasa 145
Prelazni sloj 92, 111, 112
Premeštanje slika predmeta zbog refrakcije 131, 132
Princip
Babinetov 137
drugi — termodinamike 38
prvi — termodinamike 37, 38
Pritisak 18
dinamički 89, 90
dnevni hod 52
parcijalni 19
parcijalni — vodene pare u atmosferi 41
vodene pare 39, 41
vodene pare iznad rastvora soli i vode 41
zasićene vodene pare (maksimalni), 39, 40
Prizemna vremenska karta 150
Prognostička pravila 211
Prognostičke karte 151
Prognoza vremena 207—212
lokalna 208—210
metod oblačnih sistema 210
metod premeštanja baričkih sistema 211
norveški metod 211
numerički metod 211
numerička — 211
objektivni metod 211
regionalna 210
sinoptička 210
statistički metod 210
Prostorno naelektrisanje 140
Pseudofront 191
Psihrometar 55, 214
Psihrometarska diferencija 55, 56
Psihrometarske tablice 214
Putanja ciklona umerenih širina 161

R

Rad vezan za promenu zapremine vazduha 32—35
Radioaktivno zračenje 141
Radijacija 125
Rasipanje 124
Razmena vazdušnih masa 106
Razvedravanje neba 121
Relativno ubrzanje 75
Retrogradno kretanje 161
Rosa 174
Rotacija anticiklonska i ciklonska 87

S

Satelitske slike 212
Savijanje zvučnih zrakova 147
Sekundarno kosmičko zračenje 141
Serija ciklona v. ciklon

Sila
Koriolisova 61, 77—85
pojam spoljašnje i pojam sile inercije 77, 78
potiska 66
pritiska 18
slobodna — potiska 67
trenja o zemljino tlo 108—110
unutrašnjeg i efektivnog unutrašnjeg trenja 106
Singulariteti 210
Sinoptičke stanice i sinoptički termini 152
Sinoptičke vremenske karte 149, 150
Slabljenje sunčevog zračenja u atmosferi 124
Slana 174
Sneg 172, 191, 210
postanak 191, 192
uticaj isparavanja na temperaturu vazduha 196
Snegomerni lenjir i snegomerna vaga 220
Snežna pahuljica 193
uticaj topljenja — na temperaturu vazduha 194, 195
Snežni pokrivač 172, 173, 191, 193, 194
Societas Meteorologica Palatina 149
Solarna konstanta 12
Specifična zapremina 26
Srednje lokalno vreme 152, 153
Stanje barometra 215
redukovano na normalnu težu 216
redukovano na 0°C 215
Stanje tla 174, 196, 197
Statika atmosfere 56—66
Stivensonov zaklon v. meteorološki zaklon
Stratopauza 10
Stratosfera 10
Strujanja
laminarna 88
nedivergentna 88
stacionarna 88
stacionarna vazduha u atmosferi 93
turbulentna 88
zonalna — vazduha 97, 98
Strujnice 85
Strujno polje fluida 86—90
Sumrak građanski i austronomski 126
Sunce kao izvor energije u atmosferi 12—15
Suvoadijabata 72
Suvoadijabatska kretanja 68
Svetska meteorološka organizacija SMO 5

Š

Široko 209

T

Tačka divergencije i konvergencije 86
Tačka rose 48, 70
Tajfun 157
Talas, definicija 144
Talasanje vazduha u atmosferi 94
Talasi inercije 97
Temperatura 26, 27
karakteristična pri kojoj počinje sublimacija 42
upoređenje skala 27
Temperatura vazduha
apsolutni ekstremi 207
menjanje sa visinom 58, 67, 68, 173, 174
na suncu 218
potencijalna 73
prizemnog vazduha 171—174, 182
pseudopotencijalna 73
raspodela pri tlu 205—207
u troposferi i donjem delu stratosfere 9, 10, 207
zbog menjanja zapremine 37
virtuelna 29
temperaturska amplituda
dnevna 37
ključanja čiste vode 41
Temperaturska inverzija 58
Temperaturski gradijent
suvoadijabatski 71
vertikalni — homogene atmosfere 59, 60
vlažnoadijabatski 71
uticaj spuštanja vazduha na vertikalni — 73
Teorija divergencije 211
Terestrička refrakcija 132
Termičke osnovne vrednosti 45
Termodinamičke veličine
zasićenog vazduha (tablica) 51
zasićene vodene pare (tablica) 40
Termodinamički papiri 72
Termodinamika atmosfere 66—67
Termodinamika vazduha 46—56
Termograf 214, 215
Termometar 213, 214
Termosfera 10
Toplota
isparavanja vode i leda 42
specifična 43
specifična pri konstantnom pritisku 35
specifična pri konstantnoj zapremini 32
specifična — zasićenog vazduha pri konstantnom pritisku 50, 51
topljenja leda 44
unutrašnja i spoljašnja 43, 44
Toplotna provodljivost 122, 123
turbulentna 122, 123
vazduha 122, 123
Toplotni ekvivalent rada 36
Toričelijeva praznina 18
Tornado 102, 105, 158, 159
Trajektorija 88
Trake apsorpcije 124
Transport
energije kompresionim talasima 37, 162
kao posledica turbulencije 106—108
vazduha i vodene pare u horizontalnom pravcu 111
Treperenje zvezda 131
Tromba (pijavica) 102, 105, 160

Tropopauza 9
Troposfera 9
Turbulencija 106—108

U

Ugaona brzina Zemlje 80
Ugljendioksid 8
Ulazno zračenje 125
Ultra zvuk 144
Unutrašnja zona konvergencije 158

V

Vadzuh 8
  hlađenje zasićenog — pri konstantnom pritisku 53
  masa — između dve izobarske površine 60
  nezasićen, zasićen, prezasićen 39
  promene stanja 31
  stabilno i nestabilno zasićen 42
  suvi 8
  toplotna provodljivost 122
  vlažan 27, 46
Vazdušne mase 92, 155
Vazdušni pritisak 18
  ascendent 22, 23
  dnevni hod 174, 175
  geometrijska promena 22
  gradijent 22—24
  lokalna promena 21
  menjanje polja — u toku vremena 153
  opšti porast 182
  redukcija na srednju visinu mora 64
  srednja raspodela pri tlu 98, 199, 200
Večernje crvenilo 126
Veličine kvaliteta i kvantiteta 44
Venac (korona) 137
Vertikalni presek 98, 150
Vetar 91, 92
  ciklostrofski 105
  dnevni hod 168
  dolinski 166
  geostrofski 92, 101, 102
  gradijentni 92, 102—105
  lokalni 166
  menjanje sa visinom zbog trenja 110
  monsunski 200
  okretanje sa Suncem 168
  pasatski 200
  planinski 166
  pod i nad geostrofski 105
  protivgradijentni 110
  raspodela pri tlu 200—202
  s mora i s kraja 170
Vetrulja 218
Vildov vetrokaz 219
Visina trenja 110
Vlažna adijabata 72
Vlažnost vazduha
  apsolutna 27
  menjanje sa visinom 58
  relativna 46—48, 69—71
  specifična 28, 29
Voda
  anomalne osobine 45
  morska 46
  prehlađena 39, 45
  produkcija u nestabilno zasićenom vazduhu 54, 55
  produkcija u zasićenom vazduhu zbog prisustva vodene pare 53
  produkcija zbog dovođenja vodene pare 54
Vodena para 8
  difuzija 54
  nezasićena 38
  prezasićena 38
  zasićena 38
Vreme 163—165
  na frontu 197—199
Vremensko stanje 163—165
Vremenski tip 163—165
  adekvatni 176—188
  anticiklonalni 165—175
  ciklonalni 191—199
  ciklonalno-advektivni 197—199
  konvektivni 188—191
  osnovni 164
  složeni 164

Z

Zakon
  Amontonov 6
  Arhimedov 66
  Berov 121
  Bojl-Mariotov 6
  Daltonov 19
  Kirhofov 119
  Plankov 119
  Snelijusov 128
  Štefanov 120
  Vinov 120, 124
Zakoni zračenja i toplotne provodljivosti 118—123
Zaleđivanje 196
Zameci leda 42
Zemljina teža 16
  normalna vrednost ubrzanja 17
  polje 16
  ubrzanje 16, 17
Zone čujnosti i tišine 146—148
Zone zastoja 178, 179
Živin barometar 215

SADRŽAJ

I. UVOD

1. Meteorologija i geofizika 5
2. Meteorologija i njen razvoj 6
3. Atmosfera 8
4. Sunce kao izvor energije atmosfere 12

II. ZAKONI DINAMIKE I TERMODINAMIKE ATMOSFERE

1. Teža i vazdušni pritisak 16
2. Gustina i temperatura vazduha 26
3. Unutrašnja energija vazduha i prvi princip termodinamike 31
4. Voda 38
5. Termodinamika vazduha 46
6. Statika atmosfere 56
7. Termodinamika atmosfere 66
8. Koriolisova pila i jednačina za relativna kretanja 77
9. Neke osobine strujnog polja fluida 85
10. Polje vetra u atmosferi 91
11. Kretanje vazduha pod dejstvom gradijentne sile i sila trenja 101
12. Prelazni slojevi i granične površine u atmosferi 111

III. POLAGANJA IZ FIZIČKE METEOROLOGIJE

1. Zakoni zračenja i toplotne provodljivosti 118
2. Zračenje u atmosferi 123
3. Optika atmosfere 125
4. Atmosferski elektricitet 139
5. Zvučno polje atmosfere 144

IV. VREME

1. Prikazivanje stanja atmosfere i razvoja vremena pomoću vremenskih karata 149
2. Cikloni i anticikloni 153
3. Vreme i klasifikacija mesnog vremena i vremenskih stanja 163
4. Anticiklonalni tip vremena 165
5. Advektivni tip vremena 176
6. Konvektivni tip vremena 188
7. Ciklonalni i ciklonalno advektivni tip vremena 191
8. Opšta cirkulacija atmosfera 199
9. Problem prognoze vremena 207

V. METEOROLOŠKI INSTRUMENTI, OSMATRANJA I MERENJA 213